

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**MORFOLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY POLYGONŮ LEDOVÝCH
KLÍNŮ ARKTICKÉ ZÓNY**

MORPHOLOGICAL FEATURES OF ICE WEDGE POLYGONS IN
ARCTIC ZONE

Bakalářská práce

Tomáš Kysilka

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Jablonci nad Nisou dne 10. srpna 2010

.....
Tomáš Kysilka

Poděkování

Rád bych zde poděkoval vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za cenné rady, kritické připomínky, poskytnuté informační zdroje a čas, který mi věnoval při tvorbě bakalářské práce. Dále patří můj dík Mgr. Petře Nyplové za cenné čtvrtetční konzultace a slečně Édith Martin za přínosné poznámky k celkové kompozici práce.

Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů arktické zóny

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá polygony ledových klínů a jejich morfologickými charakteristikami. Analyzuje podmínky nutné pro jejich vznik respektive podmínky umožňující nebo naopak zamezující mrazovému pukání. Úvodní část shrnuje publikované poznatky ve vědecké literatuře o permafrostu, mrazovém pukání, stavbě ledových klínů a jejich morfologickému projevu a diskutuje závislost na klimatu a litologii.

Následně práce analyzuje morfologické znaky polygonální sítě ledových klínů ve zvolené lokalitě situované na ostrově Banks Island v Kanadském Arktickém archipelagu a porovnává je s publikovanou periglaciální literaturou.

Klíčová slova: ledový klín, polygony ledových klínů, mrazové pukání, permafrost, Banks Island, arktická zóna

Morphological features of ice wedge polygons in arctic zone

Abstract

This bachelor thesis deals with the subject of ice-wedge polygons including their morphological characteristics and conditions prerequisite for their creation. The paper states the conditions which allow and inhibit frost cracking of the ground. First part presents the conclusions of scientific literature published on the topic of permafrost, frost cracking, ice-wedges and ice-wedge polygons. Consequently the paper discusses the relation of ice-wedge polygons morphology to climate and lithology.

Further the thesis analyzes morphological characteristics of ice-wedge polygonal net localized at southwest part of Banks Island, Canadian Arctic Archipelago. Acquired data and conclusions are confronted with published periglacial literature.

Keywords: ice-wedge, ice-wedge polygons, frost cracking, permafrost, Banks Island, arctic zone

OBSAH

1. Úvod	6
2. Stav výzkumu polygonů ledových klínů	7
2. 1. Permafrost a s ním spojené procesy	7
2. 1. 1. Permafrost	8
2. 1. 2. Regelační cyklus a mrazové pukání v permafrostu	12
2. 1. 3. Ledový klín	13
2. 2. Stavba ledových klínů	18
2. 2. 1. Strukturní znaky	18
2. 2. 2. Texturní znaky	19
2. 2. 3. Isotopové složení	20
2. 3. Morfologie polygonů ledových klínů	21
2. 3. 1. Rozměr	21
2. 3. 2. Tvar a konfigurace	22
2. 3. 3. Výšková členitost	24
2. 3. 4. Polygonální struktury na Marsu	26
2. 4. Vliv litologie na morfologii polygonů ledových klínů a jejich paleogeografický význam	26
2. 4. 1. Litologie	27
2. 4. 3. Paleogeografický význam	28
3. Metody	30
4. Fyzicko-geografická charakteristika ostrova Banks Island	34
4. 1. Poloha	34
4. 2. Geologie	35
4. 3. Geomorfologie a periglaciální prostředí	35
4. 4. Podnebí	36
4. 5. Vodstvo	38
4. 6. Půdy	38
4. 7. Flora a fauna	38
4. 8. Charakteristika zájmového území	39
5. Morfometrie polygonů ledových klínů	40
5. 1. Rozměr polygonů	40
5. 2. Tvar a orientace polygonů	42
5. 3. Konfigurace polygonální sítě	44
5. 4. Výšková členitost polygonů	46
6. Diskuze	46
6. 1. Vliv místních podmínek	46
6. 2. Pozorované morfologické charakteristiky versus literatura	47
7. Závěr	49
8. Seznam použitých zdrojů	50
9. Seznam příloh	55

1. Úvod

Tato práce se zabývá tématem polygonů ledových klínů. První, rešeršní část shrnuje doposud známé informace o tomto jevu a vymezuje arktickou zónu s výskytem aktivních forem ledových klínů a permafrostu, který je pro fenomén ledových klínů zásadní. Úvodní část také definuje stavbu ledových klínů, především jejich strukturní a texturní znaky. Je objasněn vliv ledového klínu na utváření povrchu a závislost na klimatu a litologii. Dále práce shrnuje morfologické charakteristiky sítí polygonů ledových klínů, tedy povrchové znaky mezi které patří tvar, rozměr, konfigurace a výšková členitost. Tvorba ledových klínů probíhá pouze v permafrostu a z tohoto důvodu je v následujícím textu permafrost a v něm probíhající mrazové pukání podrobně popsáno.

Následující část předloženého textu je věnována způsobu zjištění morfometrických charakteristik polygonů ledových klínů na vybrané lokalitě v arktické zóně Kanady a jejich statistickému zpracování. V práci jsou popsány polygony ledových klínů v jihozápadní části Banks Island, Banksův ostrov (72°1'55" severní šířky, 125°22' západní délky), Canadian Arctic Archipelago, Kanadské arktické souostroví. Nedílnou součástí textu je fyzickogeografická charakteristika zkoumané lokality. Zjištěná data: rozměr, délka hlavní a vedlejší osy, počet stran, azimut a pravidelnost jednotlivých polygonů ledových klínů, práce diskutuje s klimatickými průměry a litologickými poměry Banksova ostrova. Hlavní důraz je kladen na verifikaci vztahu mezi klimatem a morfometrickými znaky polygonů ledových klínů.

Význam této práce spočívá v bližším poznání a popsání faktorů a procesů determinující podobu polygonů ledových klínů, které jsou v arktické a subarktické zóně aktivním činitelem při vytváření reliéfu. Tato problematika navíc v současnosti nabývá na významu vzhledem k předpokládané klimatické změně.

Metodický aparát použitý v této práci se opírá o metody DPZ, které byly použity při morfometrických analýzách ekvivalentních forem studovaných na povrchu Marsu, kde jsou v centru zájmu zejména kvůli hledání vody. V neposlední řadě je studium ledových klínů a jejich polygonových sítí objektem zájmu paleogeografie díky možnosti zpřesnění rekonstrukcí paleoklimatických podmínek panujících na dnešním území České republiky v pozdním pleistocénu.

2. Stav výzkumu polygonů ledových klínů

2. 1. Permafrost a s ním spojené procesy

Aktivní formy ledových klínů jsou svým výskytem pevně svázány s výskytem permafrostu (Murton, 2007). Ledové klíny jsou sice vázány na permafrost, ale přítomnost permafrostu automaticky neznamená existenci ledových klínů. Za hranici výskytu souvislého permafrostu je obecně považována izoterma průměrné roční teploty -6 až -8°C (Brown, 1960). Rozsah permafrostu na jižní polokouli je minimální, což ukazuje i značně nevyrovnaný poměr plochy permafrostu mezi oběma hemisférami, $22\,700\,000\text{ km}^2$ na hemisféře severní a do $150\,000\text{ km}^2$ (včetně Antarktidy $13\,500\,000\text{ km}^2$) na jižní (Baranov, 1959). Nutno podotknout, že plochy permafrostu udávané jednotlivými zdroji se často liší. Například podle Washburna (1979) permafrost na severní polokouli pokrývá plochu $22\,350\,000\text{ km}^2$ a v Antarktidě $13\,210\,000\text{ km}^2$. Výskyt permafrostu není omezen pouze na vysoké zeměpisné šířky, ale nalézá se i v horských oblastech s dostatečnou nadmořskou výškou. Vytvoření a uchování permafrostu není determinováno pouze nadmořskou výškou, ale z větší míry klimatem a v lokálním měřítku orografií jednotlivých horských pásem.



Obr. 1. Mapa znázorňující rozšíření dlouhodobě zmrzlé půdy na severní polokouli. Odstíny fialové od nejtmaší po nejsvětlejší indikují souvislý, nesouvislý, sporadický a izolovaný permafrost (dle International Permafrost Association, 1998)

Výskyt ledových klínů je omezen několika faktory. Jedním z faktorů je vazba ledových klínů na rovinaté povrchy. Tato podmínka víceméně vylučuje větší rozsah poloh s ledovými klíny v horských oblastech, kde se půdní led vyskytuje v jiných formách (Washburn, 1979).

Rozvoj ledových klínů je umožněn pukáním půdního pokryvu vlivem mrazu a opakovaným táním a mrznutím půdy tzv. regelačním cyklem (Berg a Black, 1966). Vlivem mrazového pukání dochází k samotnému založení ledového klínu a v delším časovém úseku ke zvětšování jeho šířky, což následně vede až k protínání a spojování jednotlivých ledových klínů do sítí (obr. 7) označovaných jako polygonální sítě ledových klínů (polygonal net; French, 2007). Promrzání půdy může být značně omezeno, či nemusí probíhat vůbec, a to v důsledku: příliš mocné vrstvy sněhové pokrývky, vegetace vyrovnávající na lokálním měřítku atmosférické teploty, zvýšené mocnosti sněhové pokrývky vlivem akumulace sněhu vegetací, vysokého obsahu solí v půdě a nedostatečně nízkých atmosférických teplot. Rozložení permafrostu je dále kontrolováno topografií, orientací svahu, vzdáleností od vodních ploch, tepelnou konduktivitou a propustností půdy (French, 2007). Provázanost cyklu mrazového pukání s okolním prostředím je značná, což vysvětluje i vysokou variabilitu působení mrazového pukání (viz. kapitola 2. 1. 2.).

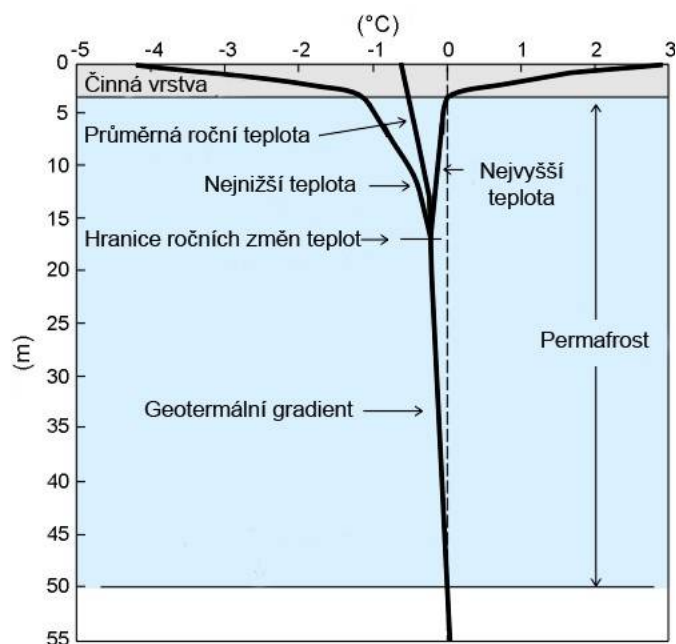
2. 1. 1. Permafrost

Permafrost je definován jako půda, sedimenty nebo skalní podloží, jejichž průměrná roční teplota se nachází pod bodem mrazu po dobu dvou a více let (International Permafrost Association, 2010). Různých obměn této definice se přidržuje i většina současných publikací. Encyclopedia of Quaternary Science (Burn, 2007) označuje permafrost jako část země o teplotě méně než 0°C po dobu dvou nebo více let. Fairbridge (1968), Goudie (2004) a French (2007) permafrost definují na základě teploty a za permafrost označují i substrát obsahující vodu v kapalném skupenství. Dříve býval permafrost v české, ale i zahraniční literatuře často označován termínem trvale zmrzlá půda (například Sekyra, 1960). Toto označení je nepřesné a zavádějící. Permafrost je dynamický fenomén a v kvartéru docházelo k výrazným změnám jeho rozlohy na Zemi. Z tohoto pohledu se jeví jako vhodnější označení dlouhodobě zmrzlá půda i přesto, že se nejedná pouze o půdu, ale i o zmrzlé sedimenty a případně skalní podloží. V cizojazyčné literatuře je dlouhodobě zmrzlá půda nejčastěji označována výrazy: perennially (perpetually) frozen ground, pergélisol, couche perpétuellement gellée nebo večnaja merzlota. Dlouhodobě zmrzlá půda je jedním ze základních jevů kryosféry, která je definovaná jako sféra mrazu, sněhu a ledu na zemské kouli (Dobrowolski, 1923) a v permafrostu se vyskytují procesy s ní spojené. Základním procesem kryosféry a významným modelačním činitelem je regelace (Sekyra, 1960). Regelací cyklus umožňuje vymezení jednotlivých horizontů

permafrostu na základě dosahu působení regelace. Svrchní horizont dlouhodobě zmrzlé půdy, který opakovaně taje a zamrzá v průběhu roku je nejčastěji označován jako činná vrstva (active layer, molisol, zone soumise aux alternances saisonnière, дѣятелнаја слој). Činná vrstva sezónně taje vlivem zvýšené teploty vzduchu v letních měsících. Mocnost činné vrstvy je výrazně ovlivněna distribucí a typem vegetace, ale i horninovým složením daného substrátu nebo požáry vedoucími ke změnám albeda povrchu či přímo k urychlení tání a zvětšení mocnosti činné vrstvy (Burn et al., 2009). Z výše zmíněných faktorů vyplývá, že její mocnost je místně a v čase specifická a značně variabilní, přičemž může docházet k velkým oscilacím její mocnosti i v úseku několika let (Mackay, 1995).

V podloží činné vrstvy se nachází samotný permafrost, který v průběhu roku není z hlediska regelace aktivní. Termín permafrost označuje dlouhodobě zmrzlou půdu jako celek, ale v některých případech pouze výše zmíněnou nečinnou vrstvu. Obě dvě zmíněné hlavní části permafrostu (činná i nečinná vrstva) mohou být od sebe odděleny intergelisolem (Sekyra, 1960). Termín intergelisol se používá pro přechodnou vrstvu, která ve výjimečně teplých létech taje, což vede ke zvýšení míry soliflukce a dalších svahových procesů (French, 2007). Nečinná vrstva permafrostu se vyznačuje neměnností svých charakteristik v ročním chodu, přičemž k jejím změnám dochází v delším časovém období (v řádech desítek, ale spíše až stovek let).

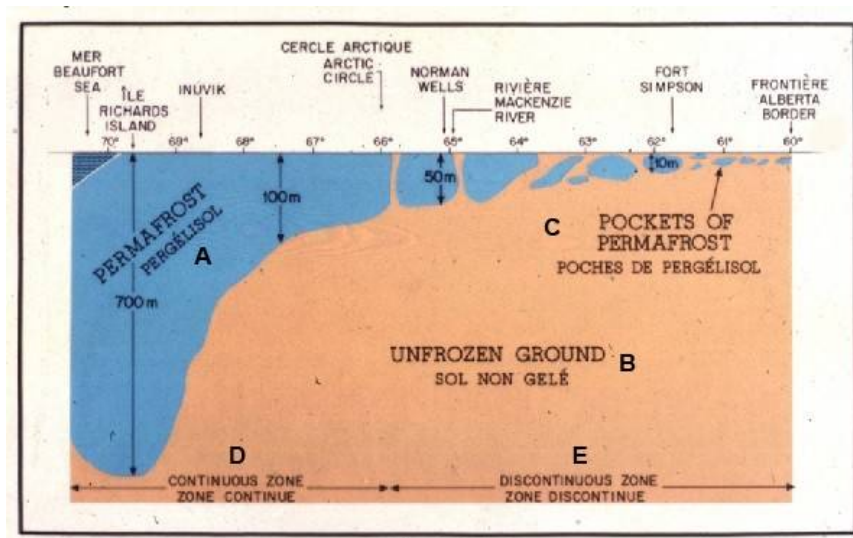
Rozložení půdní teploty v permafrostu vyjadřuje geotermální gradient. Mocnost vrstvy, ve které během roku dochází k oscilaci teplot je determinována řadou faktorů. Mezi nejdůležitější patří horninové složení substrátu (fyzické vlastnosti hornin) a klima oblasti. V činné vrstvě teplota sezónně stoupá nad 0°C (v případě zvýšeného obsahu solí dostačuje teplota menší než 0°C) a ta následně taje (Shiklomanov a Nelson, 2007). Mezi činnou vrstvou a vrstvou teplotně stabilní (nemění se skupenství vody) je situována vrstva, ve které teplota osciluje v záporných hodnotách, ale celkově mnohem méně než v činné vrstvě (řádově v desetinách stupních Celsia). Hluběji se sice teploty v jednotlivých bodech v průběhu roku nemění, teplota však stoupá s hloubkou vlivem geotermálního tepla z nitra země (obr. 2). Geotermální gradient se vyskytuje v rozmezí 1°C na 30 – 60 m v závislosti na geotermální aktivitě země (Fairbridge, 1968). Výše zmíněná skutečnost je omezujícím faktorem pro přítomnost permafrostu. V geotermálně aktivních oblastech, kde je gradient vyšší, je jeho mocnost menší než v oblastech neaktivních.



Obr. 2. Schématický diagram dokumentující chod teplot v permafrostu. Mocnost půdy, v které se během roku projevují změny teploty, je determinována klimatem, horninovým složením a geotermálním gradientem (dle Geological Survey of Canada, 2000).

Vrstva permafrostu také funguje jako nepropustný horizont, který zabraňuje vsaku vody v oblastech ležících na permafrostu (French, 2007). Nepropustnost se v terénu projevuje výskytem bažin, jezer a obecně zvýšenou akumulací vody. Toto je zvláště patrné v oblastech polárních pustin vysokých zeměpisných šířek, kde i přes množství srážek odpovídající pouštním oblastem je vody v krajině nadbytek.

Hlavní oblastí výskytu polygonů ledových klínů je arktická oblast severní polokoule a z tohoto důvodu tato stat' diskutuje pouze polární permafrost (permafrost vysokých zeměpisných šířek). Výskyt a mocnost permafrostu v první řadě odráží klimatické podmínky. Jeho rozložení lze tedy popsat pomocí zón odlišujících se horizontálními a vertikálními charakteristikami (obr. 3).



Obr. 3. Profil vyjadřující závislost vertikálních a horizontálních charakteristik dlouhodobě zmrzlé půdy na zeměpisné šířce. Transekt Severozápadními teritorii, Kanada od 75° do 60° severní zeměpisné šířky. (A) permafrost (B) nezmrzlá půda a podloží (C) oblast izolovaného výskytu permafrostu (D) souvislá zóna permafrostu (E) nesouvislá zóna permafrostu (dle Geological Survey of Canada, 2007).

V nejvyšších zeměpisných šířkách leží zóna souvislého permafrostu vyznačující se nejmocnějším permafrostem. S klesající zeměpisnou šířkou, společně s nárůstem atmosférických teplot a výšky sněhové pokrývky, se snižuje mocnost permafrostu a souvislý permafrost přechází v nesouvislý. V obou zónách převládá dlouhodobě zmrzlá půda nad nezmrzlou půdou. Následují zóny sporadického a izolovaného výskytu. V obou permafrost představuje pouze zbytky původního rozložení z posledního glaciálu (Wisconsin, Würm) a za současných klimatických podmínek zde dochází k jeho degradaci a ústupu. Během kvartérního geologického období docházelo vlivem klimatických změn k periodickým změnám v distribuci permafrostu na zemské kouli, což je doloženo výskytem fosilních periglaciálních útvarů i na území České republiky. Tyto útvary indikují pleistocénní rozšíření dnes už degradovaného permafrostu, přičemž ten je označován jako fosilní permafrost (Delisle, 1998). Naopak permafrost jenž není za současného klimatu degradován je označován jako recentní. Dynamiku degradace permafrostu ukazuje posun jeho hranice, kdy fosilní pozdně pleistocénní permafrost lze nalézt například v Nizozemí (Delisle, 1998) a recentní na Aljašce (Burn, 2007).

Měření ze Sibiře a Kanady dokládají mocnost permafrostu v řádech stovek metrů, přes 600 m na Sibiři (Baranov, 1959) a do 400 m v Severozápadních teritoriích Kanady a na Aljašce (Brown 1970, Washburn 1979), přičemž v Jakutsku se nalézá permafrost o mocnosti až 1600 m (Katasonov, 1967).

2. 1. 2. Regelační cyklus a mrazové pukání v permafrostu

Opakované tání a mrznutí půdy (činné vrstvy permafrostu) má dalekosáhlé důsledky na vývoj reliéfu v periglaciální zóně a je předpokladem pro vznik ledových klínů (Washburn, 1979). Základem regelace je sezónní nárůst teploty svrchní vrstvy půdy nad 0°C, kdy ale hlouběji uložené polohy zůstávají pod bodem mrazu a zabraňují infiltraci vody (Hopkins a Karlstrom, 1955). Půdní led taje a dochází ke zvodnění svrchní vrstvy půdy, která se vlivem další akumulace vody stává z hlediska svahových pohybů nestabilní. Sezónní tání činné vrstvy má za následek rozvoj termokrasových procesů v pobřežních zónách moří a okolí tekoucích či stojatých vod a na svazích je spouštěcím mechanismem pro svahové pohyby. Po určité době po poklesu atmosférické teploty pod bod mrazu opětovně mrzne činná vrstva. Ve sledované oblasti souvislého výskytu permafrostu arktické zóny dochází k opětovnému zmrznutí činné vrstvy během podzimu v časovém úseku do 10 týdnů (Matsuoka a Hirakawa, 2000). Relativně rychlé zmrznutí činné vrstvy je umožněno odlišným způsobem promrzání půdy na rozdíl od oblastí bez permafrostu. Promrzání činné vrstvy probíhá ve dvou směrech, ze shora ochlazováním od atmosféry a ze spodu promrzání postupuje od nečinné vrstvy permafrostu (French, 2007). Dvousměrné promrzání půdy je mnohem efektivnější než klasické promrzání a umožňuje rychlejší předání tepla atmosféře. Pro iniciální vývoj ledového klínu je zásadní činná vrstva ve zmrzlém stavu (Mackay, 2007). Důvodem výše zmíněné skutečnosti je, že ledový klín na rozdíl od ostatních typů půdního ledu vázaného na permafrost nevzniká přímým zmrznutím vody obsažené v činné vrstvě.

V zimní sezóně dochází v arktické zóně při náhlém poklesu teploty vzduchu k velkým rozdílům mezi teplotou půdy a vzduchu. Tyto rozdíly mohou vést až k trhání půdy vlivem působení mrazu a vzniku mrazových puklin (tzv. termální kontrakce půdy). Termín mrazová puklina popřípadě trhlina označuje nepatrně rozevřené trhliny v zeminách vzniklé mrazovým působením v době, kdy půda byla trvale zmrzlá (Sekyra, 1957). Termální kontrakce umožňuje uvolnění napětí vzniklého ve zmrzlé půdě při rychlém poklesu teplot vzduchu a při nemožnosti jeho uvolnění jiným způsobem (Lachenbruch, 1962). Limitujícími činiteli pro vznik mrazové pukliny jsou (Lachenbruch, 1962): rychlost a hodnota poklesu teploty vzduchu a koeficient termální kontrakce půdy. Tento koeficient vyjadřuje hodnotu smršťování jednotlivých půdních substrátů (obsahujících led/vodu) v závislosti na teplotě (kapitola 2. 4. 1.) a typu půdy (tab. 1). Zásadním je rozdíl v hodnotě termální kontrakce hornin (cca 5–10*10⁻⁶/K) ve srovnání s ledem (cca 5*10⁻⁵/K), který se navíc důsledkem své nízké pevnosti v tahu (cca 2 MPa) lehce trhá (Hobbs, 1974).

Tab. 1. Tabulka všímající si vztahu mezi typem půdy (respektive pórovitostí) a charakteristikami ovlivňující podobu termální kontrakce půdy (zmrzlé činné vrstvy permafrostu). (A) Pórovitost a tepelná vodivost (Delisle, 1998) (B) Koeficient termální expanze (Yershow, 1998).

ZÁVISLOST CHARAKTERISTIK TERMÁLNÍ KONTRAKCE NA TYPU PŮDY		
	Hrubozrnný substrát	Jemnozrnný substrát
Pórovitost ^A	30 %	10 %
Tepelná vodivost ^A	1,7 W*m ⁻¹ K ⁻¹ (Delisle, 1998)	2,2 W*m ⁻¹ K ⁻¹ (Delisle, 1998)
Koeficient termální expanze při -10°C ^B	1*10 ⁻⁵ °C ⁻¹	1*10 ⁻⁴ °C ⁻¹

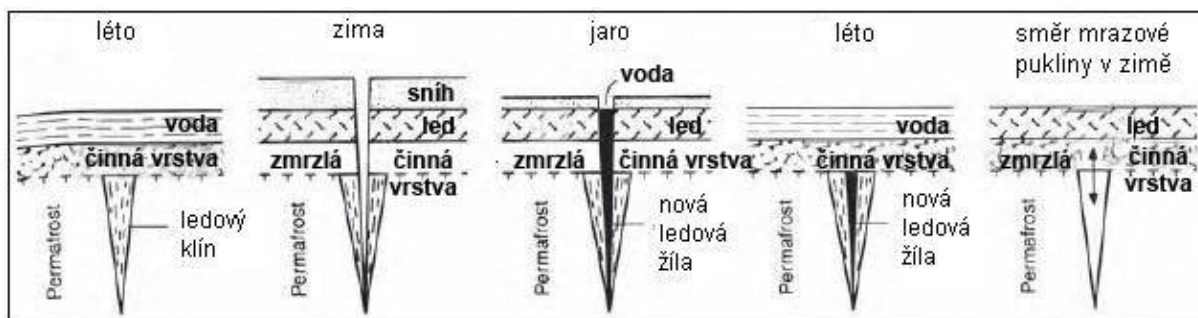
Základní podmínkou umožňující termální kontrakci je chladné (aridní) podnebí s teplotou vzduchu v době mrazového pukání půdy -29 až -34°C (Mackay , 2007), -25 až -43°C (Allard a Kasper, 1998), roční průměrnou teplotou vzduchu od -6°C (Christiansen, 2005) do -15°C (Fortier a Allard, 2005) a teplotou svrchní vrstvy permafrostu od -13 do -24°C (Fortier a Allard, 2005). Nejefektivněji působí na založení mrazové pukliny pokles teploty vzduchu o 1,8°C za den po dobu 4 dnů (Mackay, 1993). Termální kontrakce závisí na termální konduktivitě půdy, která je největší u půd s vysokým obsahem vody či ledu (jemnozrnné půdy) (Delisle, 1998). Faktorem inhibujícím mrazové působení a majícím potenciál kompletně zabránit mrazovému pukání půdy je výška sněhové pokrývky, která na arktickém pobřeží Severní Ameriky už při mocnosti větší než 60 cm izoluje permafrost a úplně zabraňuje mrazovému pukání (Mackay, 1992). Z tohoto důvodu existují nejlepší podmínky k mrazovému pukání půdy v chladné aridní podnebné zóně. Lokálně vhodné podmínky jsou navozeny nebo naopak potlačeny vlivem místních faktorů (vegetace, závětrný efekt, změny mikoreliéfu podmíněné rozvojem polygonů ledových klínů). Růst vegetace nebo zvýšený úhrn srážek v podobě sněhu má za následek ztenčení mocnosti permafrostu (zvýšení mocnosti činné vrstvy) a přeměnu ledových klínů na jejich reliktní formu nebo případně až jejich úplnou degradaci (Burn et al., 2009).

2. 1. 3. Ledový klín

Vznik

Při zvýšení teploty vzduchu v jarním období sněhová pokrývka akumulovaná na povrchu taje, ale činná vrstva a vrstva permafrostu si udržují zápornou teplotu. Zmíněný princip umožňuje infiltraci uvolněné povrchové vody do stále ještě neuzavřené mrazové trhliny a opětovné zmrznutí vnikající vody (Berg a Black, 1966). V oblasti arktické zóny Kanady probíraný proces většinou probíhá během května a června (Mackay, 1983). Dalším zvýšením teploty vzduchu činná vrstva taje včetně svrchní části nově vzniklé ledové žíly. Při dostatečné

hloubce ledové žíly, zůstává její spodní část zachována i přes degradaci svrchní části. Po návratu zimy a nastolení podmínek nutných k iniciaci termální kontrakce půdy se celý cyklus opakuje a postupně se zvětšuje velikost ledového ledové žíly.



Obr. 4. Ilustrace zobrazující vývoj ledového klínu včetně směru přirůstání ledu a vznik mrazové pukliny (dle Mackay, 2007).

Ledová žíla se odlišuje od ledového klínu svými parametry, přičemž šířka je obvykle méně než 0,2 cm a hloubka do 70 cm (French, 2007). Obecně lze ledovou žílu označit jako iniciální stádium vývoje ledového klínu.

Rozhodující vliv, na další vývoj ledové žíly a její transformaci v ledový klín, má opětovné působení mrazu vedoucího k termální kontrakci půdy a vzniku mrazové trhliny v původním místě (v místě ledového klínu, žíly). Současné výzkumy ukazují, že k mrazovému pukání dochází na stejném místě méně než by se dalo očekávat, vzhledem k oslabení povrchu vlivem odlišných fyzikálních vlastností ledu a okolního substrátu. Méně než polovina trhlin puká každoročně (Harry et al., 1985). Podle Mackaye (1992) je mrazové pukání náhodný proces a vysvětluje nepravidelnosti jeho působení pomocí teorie chaosu.

Nutno podotknout, že výplň mrazové pukliny není vždy tvořena pouze ledem, ale může být vyplněna sedimentem specifického složení nebo směsí ledu a sedimentu (minerální částice, organické látky, písek) (Murton, 2007).

Klasifikace

Důsledkem heterogenity působení klimatických podmínek se klínovité struktury vzniklé vlivem mrazu vyskytují v široké škále podob. Z tohoto důvodu práce klasifikuje jednotlivé formy za účelem utřídění používaných termínů (tab. 2). Klíny lze dělit podle několika hledisek, přičemž základní dělení je založeno na výplni klínu od něhož se odvíjejí dělení dílčí.

Tabulka 2. Klasifikace klínů (upraveno dle French, 2007).

KLASIFIKACE KLÍNŮ PODLE			
původnost výplně	druh výplně	vznik půdního ledu	četnost mrazového pukání
<i>primární (primary)</i>	<i>ledový (ice)</i>	<i>epigenetický (epigenetic)</i>	<i>recentní (active)</i>
<i>sekundární (secondary)</i>	<i>složený (composite)</i>	<i>syngenetický (syngenetic)</i>	<i>reliktní (inactive)</i>
	<i>zemní (sand, soil)</i>	<i>anti-syngenetický (anti-syngenetic)</i>	<i>fosilní (relict)</i>

A. Klíny podle druhu výplně

Ledový klín (ice wedge)

- tvořen ledem s různým podílem příměsí. Vzniká mrazovým pukáním a zmrznutím do pukliny vnikající tavné vody v oblastech s roční průměrnou teplotou vzduchu -4 až -8°C a výškou srážek v rozmezí 50 až 500 mm (Karte a Liedtke, 1981).

Zemní klín (soil wedge, sand wedge)

- se v počátečním stádiu vyvíjí obdobně jako ledový klín (mrazové pukání). Vlivem aridity klimatu není mrazová puklina vzniklá termální kontrakcí vyplněna vodou, ale ve většině případů eolickým sedimentem, který se akumuluje v mrazové trhlině dokud nedojde k jejímu kompletnímu vyplnění (Péwé, 1959). Vyvíjejí se v hyperaridních oblastech s průměrnou roční výškou srážek menší než 100 mm a průměrnou roční teplotou nepřevyšující -12 až -20°C (Karte a Liedtke, 1981). Sedimentární výplň má charakter nestratifikovaného písku nebo spraše (French, 2007) o velikosti klast do 2 cm, což je důsledkem jejich menší šířky než v případě ledových klínů (Black, 1969). Recentní zemní klíny byly popsány z aridních nezaledněných oblastí Antarktidy (Black, 1973) a Grónska (Dijkmans, 1989).

Složený klín (composite wedge)

- oscilací podnebí, kolem hodnot vedoucích buď k vývoji ledového nebo zemního klínu, se vytváří složený klín. Složený klín má podobu nestratifikované směsi ledu a ostatního materiálu, nejčastěji eolického původu sedimentovaného při zvýšení aridity klimatu (Dylik, 1966). Rozdílné fyzikální vlastnosti sedimentu a ledu mají za následek protávání sedimentu ledem zapříčiňující nevrstevnatost složeného klínu (Sekyra, 1960).

B. Klíny podle původnosti výplně

Primární (primary infilling)

- tvoří ji ledové a zemní klíny, jejichž výplň je původní, tedy nedošlo k roztátí a nahrazení ledu sedimentem.

Sekundární (secondary infilling)

- vzniká v případě roztátí ledového klínu vyplňujícího mrazovou puklinu, vyvolaného oteplením klimatu nebo změnou lokálních podmínek, led je tedy nahrazen sedimentem. Důsledkem nestejně rychlosti tání ledu v různých částech ledového klínu je výsledná podoba sedimentární výplně mrazové pukliny značně heterogenní. Vyznačuje se různými tunely, dutinami nebo zhroucením sedimentárního okolí do prostoru původně vyplněného ledem (Harris et al., 2005) a tím pádem sekundární klín nikdy přesně neodráží původní podobu ledového klínu. Dalšími znaky umožňujícími odlišit sekundární výplň původně ledového klínu od zemního klínu tvořeného primární výplní jsou: větší šířka při povrchu než u zemních klínů a možnost obsahovat klasty o průměru větším než 2 cm vzhledem ke své větší šířce (Black, 1969). Klín vyplněný sekundárně bývá označován jako pseudoforma (Murton a French, 1993).

C. Klíny podle četnosti výskytu mrazového pukání

Recentní (active wedge)

- ledové a zemní klíny aktivně se vyvíjející, lokalizované v pásu souvislého výskytu dlouhodobě zmrzlé půdy a odpovídající klimatickým podmínkami panujícím v areálu jejich výskytu. Rozhodujícími jsou klimatické podmínky umožňující termální kontrakci půdy vedoucí ke vzniku mrazových puklin a vzniku samotného klínu (viz. oddíl 2. 1. 3.). Mackay (1992) je dále dělí na aktivní s výskytem mrazového pukání jednou za dva roky a zřídka aktivní, které pukají alespoň jednou za 50 let.

Reliktní (inactive wedge)

- ledové klíny ohraničené pásmem nesouvislého výskytu dlouhodobě zmrzlé půdy s roční teplotou vzduchu v rozmezí -2 až -6°C (Péwé, 1966). Lokalizované v klimatické oblasti v které nedojde k jejich roztátí. Mrazová puklina obsahuje primární ledovou výplň, ale nedochází k nárůstu jejího objemu a ledový klín nemá přímý vliv na vývoj reliéfu. Další vývoj reliktního ledového klínu závisí na vývoji podnebí, jenž vede ke dvou variantám: a) Oteplování klimatu vede k úplné degradaci ledového klínu a přeměně na fosilní ledový klín. b) Naopak pokles teplot vzduchu má za následek jeho oživení a další vývoj ve formě recentního ledového klínu.

Fosilní (relict wedge)

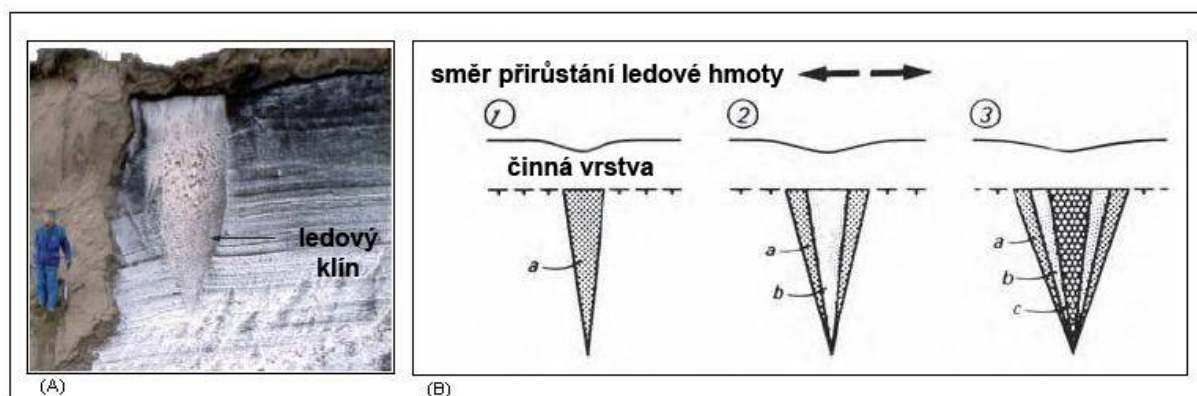
Degradace ledového klínu má za následek vyplnění prostoru (původně zaujímaného ledem) sedimentem (sekundární výplní). Fosilní klíny můžeme dnes najít na místech, kde v geologické minulosti byly podmínky vhodné pro jejich vznik. Vzhledem k oteplování klimatu na konci pleistocénu postupně degradovaly a dnes je nalézáme zachované v podobě

zemních klínů se sekundární výplní (Vandenberghe a Pissart, 1993). Příkladem mohou být i klíny v České republice (Žebera, 1943).

D. Klíny podle vzniku půdního ledu

Epigenetický (epigenetic wedge)

Růst epigenetického klínu probíhá do stran a klín se postupně rozšiřuje (obr. 5), až do okamžiku dosažení sklonu stran 45° , jež je limitem jeho dalšího rozšiřování (Black, 1974). Rozšiřování klínu je podmíněno jeho polohou na povrchu o minimálním sklonu, kde nedochází k erozi nebo akumulaci materiálu. Rozměry epigenetických klínů se pohybují v rozmezí 1 – 2 m při povrchu a dosahují hloubky 3 – 4 m (French, 2007). Klín se vyvíjí v okolním starším sedimentárním povrchu z čehož vyplývá, že s přibýváním hmoty klínu dochází k deformaci okolního sedimentu a změnám reliéfu.

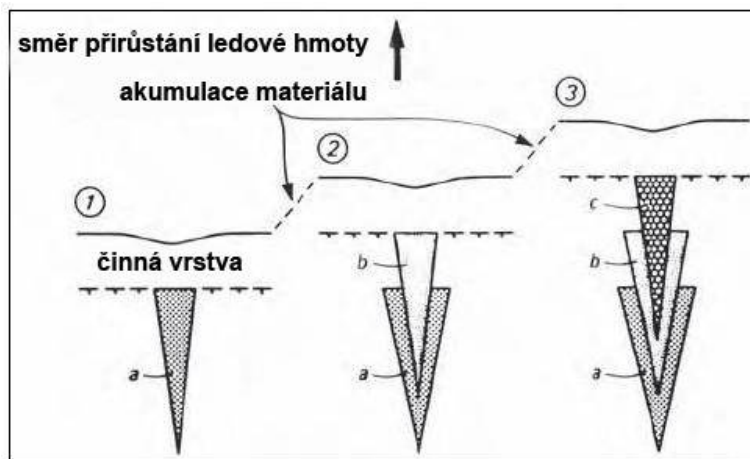


Obr. 5. (A) Epigenetický ledový klín, Summer Island, Severozápadní teritorium, Kanada (dle Murton, 2006). (B) Schéma vývoje, písmena a-c indikují etapy přirůstání ledové hmoty (dle Mackay, 1990).

Syngenetický (syngenetic wedge)

Oproti předcházejícímu případu probíhá růst syngenetického klínu v největší míře směrem vzhůru (Murton, 2007). Syngenetické klíny se často nalézají na říčních terasách nebo ve spodních částech svahů postihovaných geliflukcí, ale v menší míře se vyskytují i v oblastech, kde je přísun materiálu zajišťován eolickou činností (Dostovalov a Popo, 1966). Lokalizace klínů v polohách, kde dochází k aggradaci materiálu (denudační části svahů, údolí řek, aluviálních polohách) je zásadním kritériem pro umožnění procesu vedoucího k zvětšování mocnosti klínu. Střídání období agradace a období bez přísunu materiálu se odráží na jeho výsledné podobě (obr. 6) (Mackay, 1990). Jednotlivé úrovně ledového klínu a okolního sedimentu jsou často stejného stáří. Holocenní syngenetické ledové klíny dosahují malých rozměrů důsledkem nestability klimatu a vlivem nevyrovnaného přísunu materiálu (French a Godzik, 1988). Naopak ze severní Sibíře byly popsány pleistocenní syngenetické ledové klíny

o rozměrech 8 – 10 m při povrchu a mocnosti 50 – 80 m (Yershov, 1998), ale tyto jsou ve světovém měřítku spíše výjimečné. Vasil'chuk (1997) prokázal pro syngenetické klíny výše zmíněných rozměrů růst v rozmezí 1 – 2,7 m za 1000 let, což dokazuje jejich pozdně pleistocénní původ.



Obr. 6. Podoba syngenetického klínu způsobená akumulací eolického (spraš), svahového nebo fluviálního materiálu vedoucí k pravidelnému pohřbívání původní klínu (a), který se následně spojí s nově vytvořeným (b, c) (dle Mackay, 1990).

Anti-syngenetický (anti-syngenetic wedge)

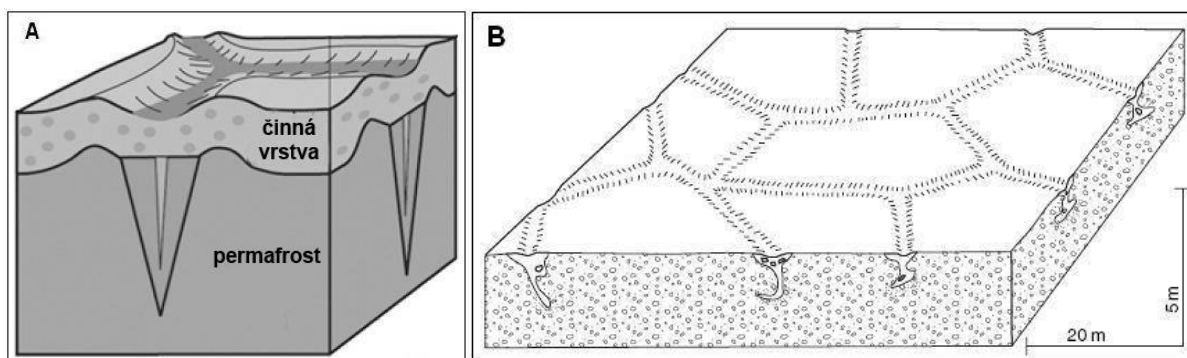
Anti-syngenetické klíny se vyskytují v konvexních částech svahů v blízkosti vrcholů elevací postižených svahovými pohyby (především soliflukcí) a na tyto procesy reagují zahlubováním (Mackay, 1990). Části svahů postihované soliflukcí nedovolují obdobný způsob přirůstání ledu jako v případě epigenetických a syngenetických klínů. Velká intenzita svahových procesů limituje vývoj ledových klínů, přičemž zvýšení jejich intenzity může vést až ke kompletní degradaci klínu (Mackay, 1990). Odnos svrchního horizontu permafrostu vede také k minimální rozpoznatelnosti anti-syngenetických ledových klínů v krajině (French, 2007). Anti-syngenetické klíny se vyznačují mimořádnou šířkou, přes 8,4 m (Mackay, 2000), umožněnou intenzivním působením větru na svazích vedoucích k odnosu sněhu a intenzivnějšímu tepelnému vyzařování půdy mající za následek nižší teplotu půdy než na lokalitách o menším sklonu (Murton, 2007). Tyto faktory dovolují efektivnější působení mrazu, intenzivnější termální kontrakci půdy a četnější mrazové pukání.

2. 2. Stavba ledových klínů

2. 2. 1. Strukturní znaky

Rozměry ledových klínů jsou značně variabilní a závisí na řadě faktorů. Stěžejním je poloha v krajině mající vliv na vznik epigenetických, syngenetických nebo anti-syngenetických ledových klínů. Neméně důležité je lokální klima oblasti umožňující vytvoření ledového

klínu. Podnebí působí ve dvou rovinách, kdy v první řadě zabraňuje tvorbě klínu nedostatečně nízkými teplotami (obecně na jih od přechodu tundry v tajgu) a na druhou stranu příliš vysokou nebo nízkou výškou sněhové pokrývky. Klimatické podmínky se specifickým způsobem odrážejí v délce ledového klínu v horizontálním směru (délka mrazové pukliny). Z arktického pobřeží Severozápadních teritorií Kanady byly popsány délky iniciálních mrazových puklin 8 až 18 m (Mackay, 1999), přesto za působení vhodnějších klimatických podmínek délky ledových klínů vyplňující mrazové pukliny dosahují až desítek metrů (Plug a Werner, 2008) (obr. 7). Například důsledkem ideálních podmínek existují na Marsu mrazové pukliny 300 m dlouhé (Mangold, 2004). Na rozměry ledových klínů v horizontálním měřítku má také výrazný vliv horninové složení substrátu, ve kterém jsou vytvořeny. K mrazovému pukání v jemnozrnných špatně odvodňovaných nejčastěji jílovitých půdách dochází už při roční průměrné teplotě vzduchu -2°C , zatímco v hrubozrnných dobře odvodňovaných půdách tvořených pískem nebo štěrkem je zapotřebí roční průměrná teplota vzduchu minimálně -6°C (Romanovskii, 1985). Tato diferenciace je vyvolána vyšší tepelnou vodivostí jílovitých jemnozrnných půd, které se vyznačují vysokým obsahem ledu zapříčiněným jejich zhoršeným odvodňováním oproti hrubozrnným půdám (Romanovskii, 1973). Poměr mezi šířkou a mocností klínu popisuje ukazatel W/H (width/height ratio). Ze studované literatury vyplývá, že v případě anti-syngenetických klínů tento poměr obvykle převyšuje hodnotu 1 (např. Ghysels a Heyse, 2006), u epigenetických se pohybuje v intervalu 1 až 0,5 (např. Worsley, 2000) a u syngenetických méně než 0,5 (např. Fortier et al., 2006). Tyto rozdíly indikují činnost odlišných procesů při vzniku klínů.



Obr. 7. Blokdiagram ukazující (A) strukturu polygonů ledových klínů, Antarktida (dle Levy et al., 2010) (B) horizontální a vertikální rozměry na příkladu klínů se sekundární výplní vytvořených ve štěrkovém substrátu, Aljaška (dle Péwé et al., 1969).

2. 2. 2. Texturní znaky

Ledový klín existuje v interakci s okolním systémem, vzhledem k tomu i složení ledu a kompozice jednotlivých vrstev odráží propojenost s okolním prostředím (Murton, 2007).

Voda vtékající do mrazové pukliny nebo do prostoru ledového klínu obsahuje řadu látek, které jsou zde společně se zamrzající vodou uloženy. Vytvořené ledové krystaly mají velikost v rozmezí 0,1-100 mm (Black, 1974), přičemž jejich velikost se zvětšuje od středu k okrajům ledového klínu (Gell, 1974). Příměsí tvoří v největší míře minerální částice, organické látky a klastické sedimenty pocházející z bezprostředního okolí. Led také obsahuje mnoho vzduchových bublin o velikosti do 0,3 mm, což determinuje jeho mléčné zbarvení (Gell, 1974). Příměsí, včetně bublin vzduchu, jsou protažené ve směru mrazového pukání (Black, 1974). Vlivem atmosférické depozice má i antropogenní činnost odraz ve složení ledu ledového klínu, především zvýšeným obsahem dusíku a síry, ale i radioaktivních izotopů – např. zvýšené hodnoty tritia (Burn, 1990). Ledové klíny tvořené ve větší míře klastickými sedimenty na úkor ledu jsou označovány termínem *složené klíny* (composite wedge) (Romanovskii, 1973). Sezónní infiltrace vody do prostoru ledového klínu vytváří vertikální přírůstkové vrstvy (Washburn, 1979), které jsou při bližším zkoumání navzájem odlišitelné, přičemž epigenetické, syngenetické a anti-syngenetické ledové klíny jsou specifické odlišnou polohou nejrecentnějšího ledu nebo ledového klínu v podélném a příčném profilu. Přírůstek ledu během jedné sezóny se odvíjí od šířky vytvořené mrazové trhliny, ale zpravidla se pohybuje v rozmezí 0,1 - 2 mm (Black, 1976). Nutno podotknout, že mrazové trhliny se na stejném místě nevytváří každoročně (Mackay, 1992) a celkový objem vzniklé mrazové trhliny je vyplněn přibližně z 20 % (Mackay, 1975).

2. 2. 3. Isotopové složení

Led tvořící ledového klínu omezuje rozklad organických látek v něm uložených. To umožňuje kromě provedení analýzy poměru stabilních izotopů kyslíků $\delta^{18}\text{O}$ i radiokarbonátové datování uložených organických zbytků s využitím izotopu ^{14}C (Vasil'chuk a Vasil'chuk, 1997).

Určení poměru izotopů kyslíku ^{18}O a ^{16}O ($\delta^{18}\text{O}$), stejně jako v případě grónských¹ a antarktických ledovcových vrtů, dovoluje popsat oscilace klimatických podmínek v holocénu a pozdním pleistocénu. Oproti ledovcovým vrtům je ale záznam poskytovaný ledovými klíny neúplný a jeho využití zatím značně omezené. Záznam ve většině případu podává data o výrazně kratším časovém období s využitím spíše pro holocenní období. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ odvozené od analýz ledu v současnosti aktivních ledových klínů v arktické zóně severní polokoule oscilují převážně v intervalu -22 až -24,5 ‰ (Michel, 1990), přičemž odchylka od hodnot $\delta^{18}\text{O}$ pohybujících se okolo -28‰ určených z ledových srážek v této oblasti (Lawrence a White, 1991) je zapříčiněna až druhotnou depozicí vody v ledovém klínu ze

¹ Roční průměry hodnot $\delta^{18}\text{O}$ zjištěné ze srážek v Grónsku (Camp Century) v roce 1967 -31.2 ‰ a 1968 -28.3 ‰ (Dansgaard et al., 1969).

srážek uložených na povrchu v podobě sněhu. Ochuzení srážek o izotop kyslíku ^{18}O odráží velkou vzdálenost od zdrojů oceánského proudění vzduchu. Tento faktor je navíc v zimním období umocněn působením center vysokého tlaku vzduchu, jež dále omezují přísun oceánského vzduchu. Celkově tyto hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ ilustrují značnou kontinentalitu a chladnost v kontextu současného klimatu. Primárním objektem zájmu paleoklimatických rekonstrukcí je ale určení hodnot $\delta^{18}\text{O}$ ze starších přírůstkových vrstev dovolujících rekonstruovat kolísání podnebí v holocénu případně i v pozdním pleistocénu.

Právě organická hmota zakonzervovaná v ledu ledového klínu je klíčovým předpokladem pro datování jednotlivých klimatických výkyvů zjištěných metodou $\delta^{18}\text{O}$. Naneštěstí redepozice organické hmoty možnosti využití této metody významně omezuje, přesto byly v oblastech Sibíře analyzovány ledové klíny poskytující záznam přes 40 000 let BP (Vasil'chuk a Vasil'chuk, 1997).

2. 3. Morfologie polygonů ledových klínů

Nápadným projevem existence ledových klínů v krajině je jejich typické spojování do polygonů o různých rozměrech či tvarech, které vytvářejí polygonové sítě o širokém spektru konfigurací. Tyto povrchové tvary jsou důsledkem růstu ledových klínů, jež tlakem postupně přirůstajícího ledu deformují a vytlačují přiléhající materiál (Sekyra, 1960). Pod povrchem se tyto deformace projevují ohnutím (výzdvihem či poklesem) vrstev přiléhajících k ledovému klínu (Washburn, 1979). Polygony ledových klínů se řadí do skupiny strukturních půd, ale vyznačují se tím, že jsou netříděné (Ballantyne, 2007).

Rozvoj metod dálkového průzkumu Země- fotogrammetrie a především družicového snímkování, umožnilo dokumentovat rozsah sítí polygonů ledových klínů na severní polokouli a popsat morfologické znaky, jejichž popis z úrovně povrchu je obtížný. Následující kapitoly se věnují charakteristice těchto znaků.

2. 3. 1. Rozměr

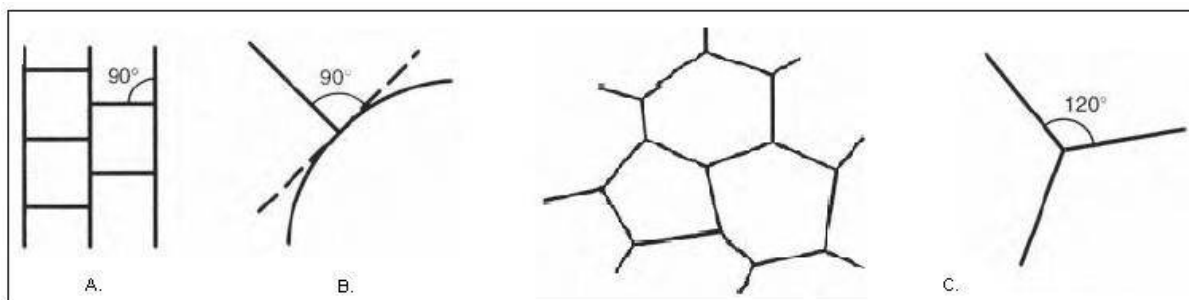
Jednotlivé polygony jsou odděleny ledovými klíny, které se svým povrchovým projevem odlišují od centrálních částí (viz. 2. 3. 3.). Tato skutečnost dovoluje určení polohy a délky ledového klínu v oblasti výskytu jejich recentních a reliktních forem. U fosilních ledových klínů se sekundární výplně byly rozdíly mezi středem a okraji polygonu zarovnané erozními procesy, ale přesto lze rozměry i těchto polygonů zjistit pomocí metod DPZ. Určení polohy fosilního ledového klínu je umožněno odlišností jeho sekundární výplně od okolního

materiálu, jež determinuje zvýšenou retenci půdní vlhkosti a rozdíly ve vegetaci (Christensen, 1974). Ledové klíny ohraničují polygon a odpovídají délkám jeho stran.

Rozměry ledových klínů a tedy i polygonů jsou značně variabilní neboť délky stran se pohybují v rozmezí od několika metrů až po desítky metrů (Plug a Werner, 2008) a průměr polygonů se pohybuje mezi 15 až 40 m (French, 2007). Původní hypotézy o přímé závislosti rozměrů polygonu na hloubce ledového klínu počítaly se vztahem: průměr polygonu se přibližně rovná dvojnásobku mocnosti ledového klínu (Lachenbruch, 1962). Pozdější výzkumy, ale tyto předpoklady popřely (např. Ghysels a Heyse, 2006). Důvodem nepřímé závislosti rozměru polygonu na hloubce ledového klínu je množství a variabilita působení faktorů (změny klimatu, vývoj reliéfu, růst vegetace, požáry a změny mocnosti činné vrstvy permafrostu, výška sněhové pokrývky, půdní typ) ovlivňujících vývoj polygonů ledových klínů (French, 2007).

2. 3. 2. Tvar a konfigurace

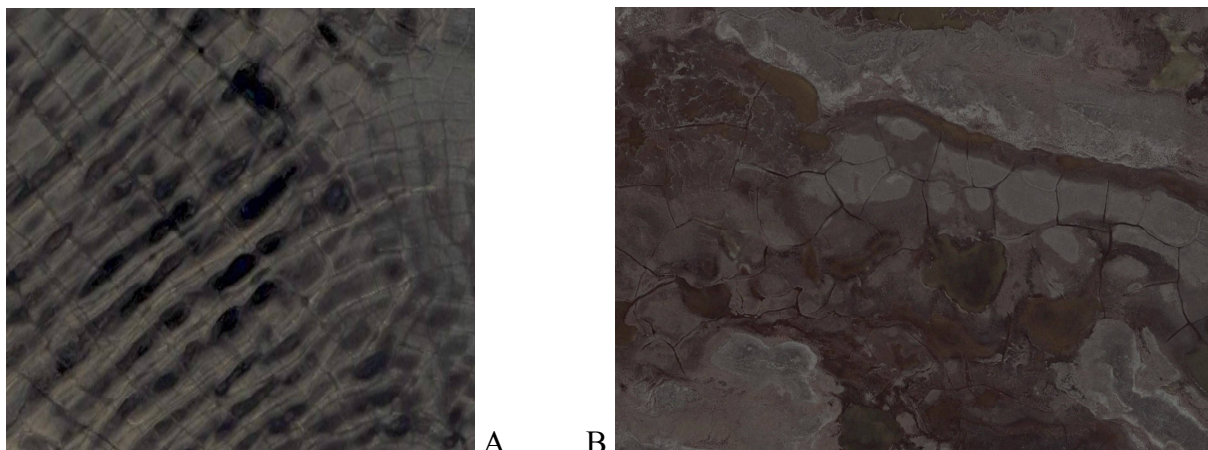
Polygony ledových klínů se vyskytují v širokém spektru forem, které se pohybují mezi základními podobami ortogonálního a hexagonálního tvaru (French, 1996). Strany ortogonálního polygonu svírají úhel cca 90° a v případě hexagonálního úhel cca 120° (obr. 8).



Obr. 8. Schématické znázornění polygonové sítě a úhlu svíraného ledovými klíny (A) ortogonální (B) orientovaná ortogonální (C) hexagonální (dle French, 2007).

Polygony ortogonálního tvaru vznikají postupným mrazovým pukáním, kdy nejprve dochází k pukání ve stejném směru na celé ploše, po kterém následuje pukání ve směru kolmém na prvotní mrazové pukliny a vzniku ledových klínů. Celá plocha je takto postupně rozdělena polygonální sítí tvořenou ortogonálními tvary (čtverci a obdélníky) (Lachenbruch, 1966). V blízkosti vodních ploch (jezera, meandry řek) primární mrazové pukliny kopírují směr březní čáry, přičemž sekundární mrazové pukliny se vytvářejí, jako v prvním případě, ve směru kolmém na primární (obr. 9). Jednotlivé polygony mají ortogonální charakter, ale polygonová síť je jako celek orientována k vodní ploše (French, 2007). Vysoká tepelná

kapacita vody oproti půdě a skalnímu podloží je hlavní příčinou toho, že polygonální síť je paralelní s břehovou čarou.



Obr. 9. (A) Pravidelná ortogonální polygonová síť přecházející v orientovanou (pravý horní roh), Prince Patrick Island, Kanadské arktické souostroví. (B) Nepravidelná ortogonální síť, Chesterfield Inlet, Nunavut. Družicové snímky GoogleEarth (2010).

Za přechodnou formu k polygonové síti tvořené pětihrannými nebo šestihrannými polygony je považována nepravidelná ortogonální síť, která se skládá ze soustavy tříhranných až šestihranných polygonů (obr. 9) jejichž strany svírají úhly přibližně od 90° do 120° (Lachenbruch, 1966).

Podle teoretických modelování by konečnou fází vývoje polygonové sítě měla být hexagonální síť (Lachenbruch, 1966), tedy síť složená z polygonů hexagonálního (a pentagonálního) tvaru s vnitřními úhly okolo 120° (obr. 10). Zčásti tento teoretický vývoj lze považovat za platný, ale v mnoha případech se podle současných výzkumů tato hypotéza nepotvrzuje (např. Plug a Werner, 2002). Rozdíl je zapříčiněn heterogenitou prostředí a širokou škálou faktorů působících na výskyt a četnost mrazového pukání (ledových klínů) v reálném prostředí. V některých případech (např. homogenní horninový substrát a uniformní pokles teploty na celé ploše) platí druhá hypotéza počítající s víceméně současným vznikem mrazových puklin resp. ledových klínů různého směru a jejich postupným spojením (French, 1996). Podle současné úrovně poznatků neexistuje přímá závislost rozměrů a konfigurace polygonů ledových klínů na teplotě vzduchu (Mackay a Burn, 2002)



Obr. 10. Hexagonální polygonová síť zachycená na družicovém snímku Google Earth (2010). Banks Island, Kanadské arktické souostroví.

2. 3. 3. Výšková členitost

Distribuce polygonů ledových klínů v rozsáhlém areálu s rozdílnými klimatickými a geografickými podmínkami zapříčiňuje nejenom rozdíly v rozměrech, tvarech a konfiguracích polygonů, ale také rozdílnou výškovou členitost. Polygony ledových klínů se vyskytují ve dvou typech odlišujících se relativní výškou středu polygonu oproti jeho okrajům. Morfologická podoba polygonu je determinována typem procesu formujícího jeho povrch, který se odvíjí od efektivity odvodňování v dané lokalitě (French, 2007). Oba typy se kromě toho liší také povrchovým projevem ledového klínu.

Polygony s nízko položeným středem (low-centered polygons; French, 2007)

Morfologii polygonu s nízko položeným středem lze charakterizovat centrální depresí a okolními valy obepínajícími podlouhlý příkop v nadloží ledového klínu. Výška těchto valů se pohybuje do 1,5 m nad středem polygonu (French, 2007). V konečném důsledku je centrální deprese často zaplněna vodou, což následně vede k jejímu dalšímu poklesávání (zvětšování výškového rozdílu oproti okraji polygonu) vlivem tání půdního ledu v půdě izolované nad ní ležící vodou (French, 2007). Tento morfologický typ polygonů ledových klínů se nejčastěji vyskytuje v oblastech se zhoršeným odtokem vody a vzhledem k tomu i s vysokým obsahem organické hmoty ve svrchním horizontu půdy (Kasper a Allard, 2001). Nízko položené středy polygonů tvoří deprese, na bocích ohraničené vyzdviženým okrajem, které v zóně tundry bývají zarostlé různými rody třídy Rašeliníků (*Sphagnopsida*) nebo vyplněné vodou (obr. 11). Celkově má krajina s takto uspořádanými polygony ledových klínů mokřinný až močálovitý charakter (Yershow, 1998).

Proces formující tento morfologický typ polygonů se skládá ze dvou subprocesů působících současně. První z nich je spojen s růstem epigenetického ledového klínu, kdy zvětšující se rozměr klínu v horizontálním směru má za následek vytlačování okolního materiálu přiléhajícího k bokům klínu v podobě valu přiléhajícího z obou stran k depresi vytvořené táním ledového klínu v jeho nadloží (Mackay, 2000). Druhý proces označovaný jako laterální termální expanze (lateral thermal expansion) spočívá v přesouvání malé části činné vrstvy permafrostu v letním období směrem k okrajům polygonu vlivem termální expanze (Mackay, 2000). Jejím opakem je termální kontrakce probíhající v zimním období, která ale k přesunu hmoty nevede z důvodu uvolnění přílišného napětí mrazovým pukáním (Mackay, 1999).



A

B

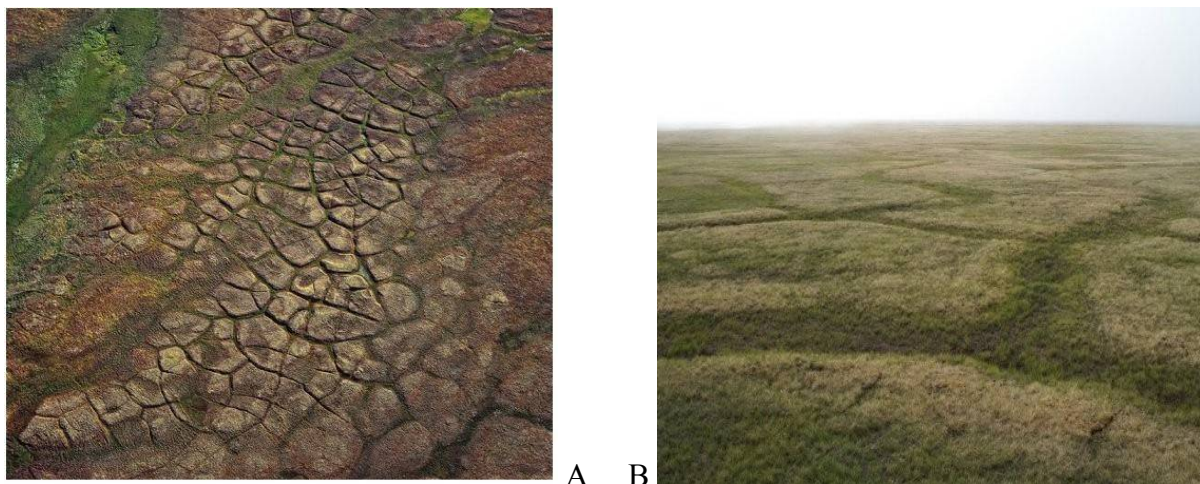
Obr. 11. Polygony s nízko položeným středem (A) středové deprese vyplněné jezery, North Slope, Aljaška (dle University of Alaska International Polar Year Young Researchers Network) (B) valy ohraničující polygon a příkop v nadloží ledového klínu, Adventdalen, Svalbard (dle Christiansen, 2005).

Polygony s vysoko položeným středem (high-centered polygons; French, 2007)

Dobře odvodňované nebo sušší lokality jsou místem výskytu polygonů ledových klínů s relativně vyšší centrální částí oproti okrajům (obr. 12) (Kasper a Allard, 2001).

V případě přirozeně sušších nebo dobře odvodňovaných lokalit vznik tohoto morfologického typu polygonů ledových klínů zapříčiňuje efektivní tání svrchní částí ledového klínu a vzhledem k tomu se v tomto prostoru vytváří podélný příkop oddělující centrální část sousedních polygonů, přičemž stěžejním bodem je kvalitní drenáž nedovolující akumulaci vody na povrchu. Daný morfologický typ polygonů vzniká i transformací polygonů s nízko položeným středem při poklesu jejich erozní báze. V tom případě se příkop v nadloží ledového klínu dále prohlubuje v součinnosti se zanášením centrální části organickým materiálem a působením eroze na vyvýšené valy na jeho okrajích (French, 2007). Celý proces vede k inverzi výškové členitosti polygonu jako celku. Koncentrovaný odtok vody příkopy v nadloží ledových klínů způsobuje jejich další prohlubování a v některých případech pokračující transformace původních polygonů s nízko položeným středem vede až

k degradaci celé polygonové sítě a vytvoření tzv. badlandového termokrasového reliéfu (French, 1996).



Obr. 12. (A) Polygony s vysoko položeným středem, Sibiř, Rusko (dle International Permafrost Association, 2010) (B) vyvýšený střed polygonu s relativně nižšími okraji, Barrow, Aljaška (SnowNet, 2009).

2. 3. 4. Polygonální struktury na Marsu

Do současné doby byly polygonální struktury povrchu nalezeny na dvou planetách Sluneční soustavy. Ze snímků pořízených bezpilotními sondami z planety Mars jsou patrné polygonální sítě, které se svojí konfigurací značně podobají pozemským polygonům ledových klínů (Isaev a Abramenko, 2003). Tato podobnost je zásadní pro předpoklad vzniku polygonů na Marsu obdobnými procesy jako na Zemi a tedy klínů tvořených vodou (v pevném skupenství) (Mangold, 2005).

Rozměry a konfigurace (ortogonální až hexagonální) většiny marsovských polygonů odpovídají pozemským, do 40 m, i přes výskyt polygonů o rozměrech až 300 m (Mangold, 2005). Na obou polokoulích dominují polygony s vysoko položeným středem (Levy et al., 2009). Nejhojněji jsou polygonální struktury rozšířeny v pásu od pólů po 60°, na kterém jejich rozšíření přechází v nesouvislé a mizí přibližně na 30° (Levy et al., 2010). Klíčovým bodem zůstává přesné určení složení výplně klínů na Marsu.

2. 4. Vliv litologie na morfologii polygonů ledových klínů a jejich

paleogeografický význam

Přítomnost polygonových sítí a klínovitých forem ve středních šířkách severní polokoule, především v Evropě se stala podkladem pro mnoho paleogeografických rekonstrukcí (např. Kasse a Vandenberghe, 1998). Právě podobnost tvarům nacházejícím se v oblastech vysokých

zeměpisných šířek je základem vzájemného přirovnávání a následného vyvozování především klimatických podmínek (např. Vandenberghe, 1998).

Následující kapitoly diskutují vzájemnou závislost a vazby mezi podmínkami prostředí a polygony ledových klínů.

2. 4. 1. Litologie

Sedimentární pokryv, v němž vznikají ledové klíny se v arktické zóně značně liší svým horninovým složením na regionální a lokální úrovni. Tato heterogenita se odráží na rozsahu permafrostu a možnosti mrazového pukání v něm z důvodu rozdílných fyzikálních vlastností hornin. Lze vydělit tři typy geologických poměrů, které se výrazně odlišují svými vlastnostmi a determinují, za jakých klimatických podmínek ledový klín může vzniknout. Jsou jimi substráty s převahou složky hrubozrnné, jemnozrnné a půdy se zvýšeným obsahem organického materiálu (Yershow, 1998). Pro účely práce je za hrubozrnný horninový substrát považován takový materiál u kterého převládá zrnitost frakce větší než 0,25 mm (písek, štěrk) a za jemnozrnný materiál s převahou frakcí menší než 0,25 mm (jíl, silt).

Mezi primární implikace vyplývající z odlišných fyzikálních vlastností náleží rozdílná půdní teplota a termální gradient. Diferenciace jejich hodnot jsou předurčeny odlišnými hodnotami termální konduktivity odvíjející se od potenciálu jednotlivých substrátů akumulovat vodu a v případě organického materiálu efektivně izolovat svoje podloží (French, 2007). Hodnoty termální konduktivity se pohybují od $1,7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ u hrubozrnných po $2,2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ u jemnozrnných substrátů (Delisle, 1998).

Hrubozrnný substrát

Substrát s vysokým podílem hrubozrnné složky je v arktické zóně nejvíce rozšířen ve vyšších zeměpisných šířkách (ostrovy Severního ledového oceánu a přilehlých moří). Prevládá zde sedimentární pokryv holocenního stáří, který je nejčastěji tvořen glaciálními uloženinami (písek, štěrk, till) a aluviálními uloženinami (především štěrk) (Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic, 1983).

Oblasti lokalizované na hrubozrnném materiálu se vyznačují dobrým odvodňováním vlivem vysoké porosity tohoto materiálu. Z tohoto důvodu jsou převažujícím morfologickým typem polygony s vysoko položeným středem (Levy et al., 2010). Minimální akumulace vody mezi jednotlivými klasty hrubozrnného substrátu je příčinou jejich nízké termální konduktivity a v konečném důsledku pomalejší reakce na změny atmosférických teplot. Dlouhé období se zápornými teplotami potřebné k poklesu půdní teploty v hrubozrnných substrátech má za následek, že k mrazovému pukání dochází až při teplotách nižších než -6°C (Romanovskii, 1985).

Jemnozrnný substrát

Jemnozrnný substrát je častější v nižších šířkách arktické zóny, kde se lakustriní, fluviální či mořské jílovité sedimenty nacházejí na poměrně značné části území (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Jíl, případně silt a prach, jako nejjemnější zrnitostní frakce klastických částic jsou oproti výše probíraným hrubozrnným sedimentům špatně prostupné pro vodu, která se následkem toho akumuluje na povrchu a mezi póry jemnozrnných substrátů. Ve výsledku povrchový projev ledových klínů odpovídá polygonům s nízko položeným středem. Hodnoty termální konduktivity zvýšené následkem vysokého obsahu ledu nebo vody zapříčiňují celkově nižší půdní teplotu vlivem snazšího přenosu tepla (chladu) ze vzduchu do půdy a častější mrazové pukání (French, 2007), ke kterému dochází už při teplotách menších než -2°C (Romanovskii, 1985).

Organický materiál

Organický materiál, nejčastěji ve formě rašeliníku (Sphagnopsida), akumulovaný na povrchu působí ve dvou rovinách. V prvním případě zadržení vody v tomto materiálu nebo přímo v tělech živých rostlin a mechů má za následek stejně jako v případě jemnozrnného substrátu efektivní přenos tepla z atmosféry do půdy, zejména v zimním období důsledkem vysoké tepelné vodivosti ledu. Druhým dopadem akumulace organické hmoty v povrchové vrstvě půdy je izolování podloží v letním období a tím pádem redukování mocnosti činné vrstvy. Takovéto působení organické hmoty umožňuje existenci permafrostu a reliktních ledových klínů i v oblastech s roční průměrnou teplotou vyšší než 0°C (Delisle, 1998).

Z tohoto pohledu by se zdálo, že stěžejním determinantem existence ledových klínů a tedy i jejich morfologického projevu by mělo být zrnitostní složení substrátu, ale v konečném důsledku vliv místních podmínek (a jejich změny vlivem růstu ledových klínů), klimatu a jejich vzájemná interakce redukuje vliv zrnitosti (Mackay, 1999).

2. 4. 3. Paleogeografický význam

Fosilní ledové klíny mají poměrně značný paleogeografický význam (Washburn, 1979). V první řadě poměrně snadná rozpoznatelnost jimi tvořených polygonových sítí na leteckých snímcích dovoluje snadnou lokalizaci v krajině. Ledové klíny vznikají pouze za určitých klimatických podmínek, a tedy již samotný výskyt přináší informaci o rozsahu dlouhodobě zmrzlé půdy (Péwé, 1966). Za druhé analýza vnitřní struktury ledových klínů (i fosilních) dovoluje získat bližší paleoklimatická data využitelná k rekonstrukci holocenních (např. Kasper a Allard, 2001), ale i svrchně pleistocenních klimatických podmínek (např. Meyer et al., 2002). Radiokarbonové datování organického materiálu uloženého uvnitř ledu nebo

v přilehlém sedimentu umožňuje absolutní časové zařazení částí ledového klínu a zjištění poměru stabilních izotopů kyslíků $\delta^{18}\text{O}$ (Vasil'chuk a Vasil'chuk, 1997).

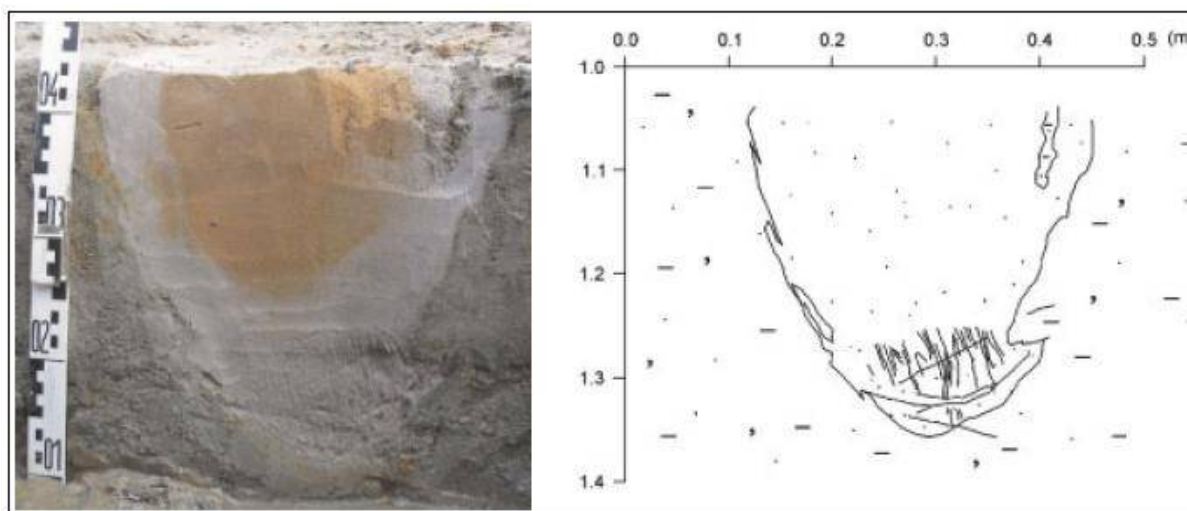
Holocén

Výzkum holocenních podmínek využívá reliktních a recentních forem ledových klínů. Kromě arktické zóny se provádí i v subarktické zóně. Analýza výplně syngenetických ledových klínů poskytuje stratigrafický záznam, v němž se střídají vrstvy ledu a minerálních nebo organických sedimentů, jež ukazují na období zvýšené sedimentace a tedy na změny atmosférické cirkulace a případné klimatické oscilace (Fortier et al., 2006). Kromě vnitřní struktury lze klimatické oscilace detekovat i na přerušení a opětovném reaktivování vývoje ledových klínů (především epigenetických) (Fortier a Allard, 2004 ; Kasper a Allard, 2001).

Pleistocén

Pleistocén se vyznačuje výraznými změnami klimatu, během nichž několikrát došlo k průniku ledovcových štítů na jih z oblastí jejich současného výskytu a posunu periglaciální zóny včetně permafrostu do dnešních mírných šířek. Tento posun periglaciální zóny dovoluje využít fosilní ledové klíny k odhadu paleoteplo a rozšíření permafrostu (Kasse a Vandenberghe, 1998). K paleogeografickým rekonstrukcím lze také využít polygonální struktury fosilních ledových klínů (např. Christensen, 1974) nebo analyzovat sekundární výplň fosilních ledových klínů (např. Ghysels a Heyse, 2006). Analýza sekundární výplně fosilního ledového klínu je značně omezena tím, že sekundární sedimentární výplň přesně neodpovídá primární ledové výplni (Harris et al., 2005). Dalšími omezeními paleogeografických rekonstrukcí jsou; odlišnost současného a pleistocenního periglaciálního prostředí především z pohledu distribuce slunečního záření (Murton a Kolstrup, 2003); nestabilita svrchně pleistocenního klimatu (Johnsen et al., 1995); nepravidelnost mrazového pukání (Mackay, 1992), přičemž ledové klíny nepodávají informaci o průměrných paleoklimatických charakteristikách, ale spíše o extrémních událostech při kterých vznikly (Murton a Kolstrup, 2003).

Paleoklimatické charakteristiky odvozované z výplně fosilních klínů (obr. 13) jsou nejčastěji roční průměrná teplota, průměrná teplota nejstudenějšího měsíce a průměrný roční úhrn srážek, který se určuje podle druhu předpokládané primární výplně klínu, tedy ledový-zemní-složený (Kasse a Vandenberghe, 1998).



Obr. 13. Příklad fosilního složeného ledového klínu včetně jeho schématického znázornění, Flandry, Belgie (Ghysels a Heyse, 2006).

3. Metody

Při studiu vybrané lokality práce využívá metod dálkového průzkumu Země. Všechna data pocházejí z volně dostupných zdrojů (tab. 3): satelitní snímky z aplikace GoogleEarth (Google, 2010), klimatická, geologická a další data z největší míry ze zdrojů kanadských federálních agentur (Environment Canada, Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada).

Tab. 3. Zdroje datových souborů.

ZDROJE DAT			
Satelitní snímky	Klimatická data	Geologická data	Půdní teploty
Snímky dostupné v aplikaci GoogleEarth	Klimatické průměry 1971-2000	Mapy geologického uspořádání a složení horninového pokryvu	Mapy půdních teplot a mocnosti permafrostu
Google ¹	Environment Canada ²	Natural Resources Canada ³	Geological Survey of Canada ⁴

¹ Google [datové soubory online]. GoogleEarth. c2010 [cit. 2010-01-15]

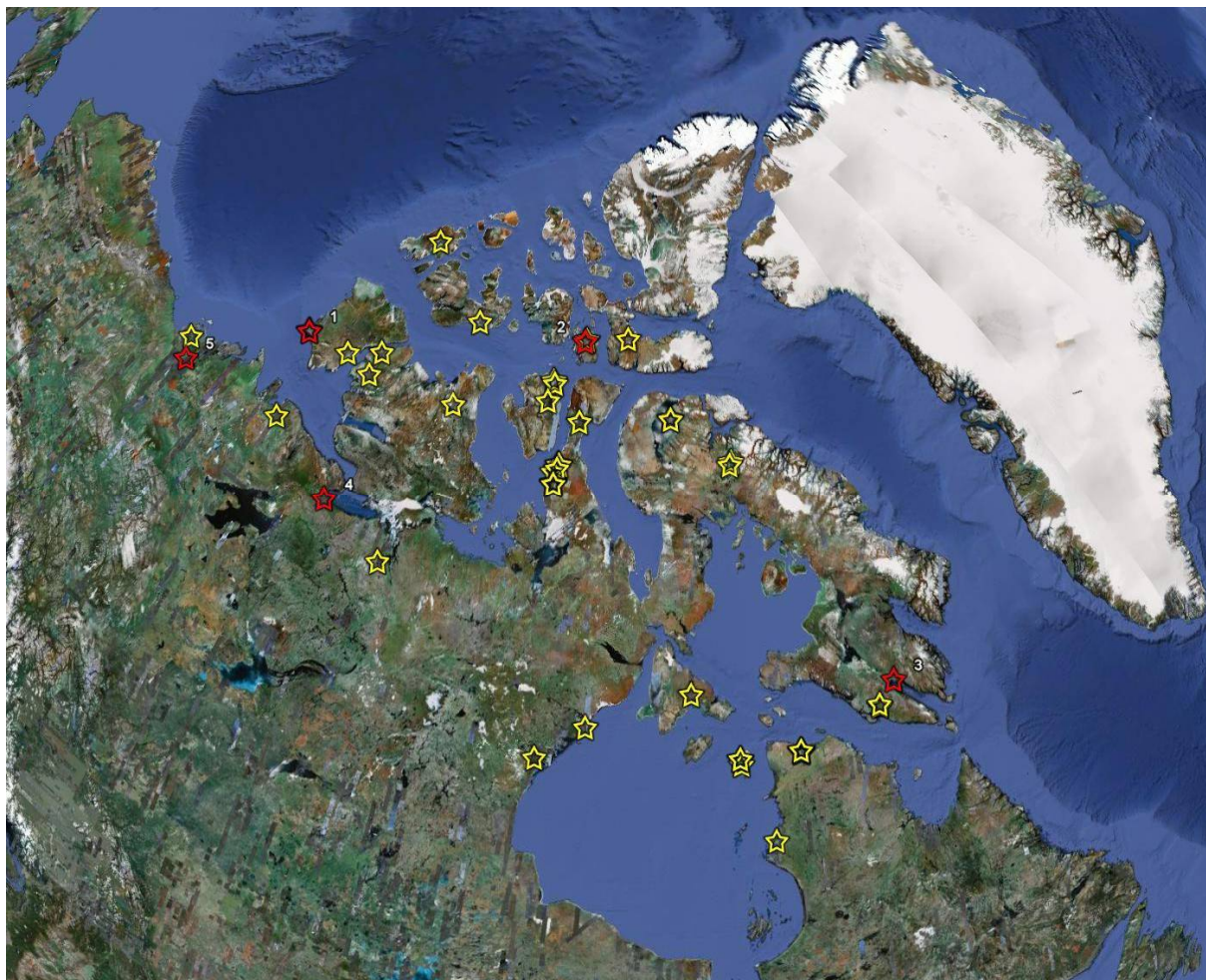
² Environment Canada. Canadian Climate Normals or Averages 1971-2000 [online]. c2010 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://www.climate.weatheroffice.gc.ca/climate_normals/index_e.html>

³ Natural Resources Canada (1983). Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic [online]. c2008 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://apps1.gdr.nrcan.gc.ca/mirage/mirage_list_e.php?id=133242>
Natural Resources Canada (1995). Matériaux superficiels du Canada (Carte 1880A) [online]. c2008 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://gsc.nrcan.gc.ca/map/1880a/index_f.php>

⁴ Geological Survey of Canada. Permafrost What is Permafrost? [online]. c2007 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://gsc.nrcan.gc.ca/permafrost/whatis_e.php>

Data umožňující samotnou morfometrickou analýzu polygonů ledových klínů byla získána následujícím postupem:

1) Vyhledání lokalit polygonálních sítí ledových klínů pomocí programu *GoogleEarth*. Současně výběr lokalit podle níže uvedených kritérií s ohledem na výběr polygonů recentních ledových klínů a rozlišení družicových snímků (rozlišení 1,5 m na pixel), jež by umožnilo rozeznání detailů. Kritéria výběru družicových snímků: poloha v oblasti souvislého permafrostu (obr. 1), rozlišení satelitních snímků alespoň 1,5 m na pixel, rovinaté polohy nebo svahy o sklonu do cca 2° (omezení výskytu polygonů ledových klínů především do těchto poloh) a vegetační pokryv typu tundry či přímo bez vegetace. Uplatnění těchto kritérií při výběru studijních lokalit umožnilo určení morfologie polygonů ledových klínů na satelitních snímcích.



Obr. 19. Lokality s polygony ledových klínů v arktické zóně Kanady. Symboly žluté barvy signalizují lokality vybrané podle výše uvedených kritérií a symboly červené barvy s čísly 1 až 5 současně lokality situované ve vzdálenosti od 3 do 60 km od meteorologické stanice (satelitní snímek dle GoogleEarth, 2010).

2) Zvolené lokality (obr. 19) byly konfrontovány s rozmístěním meteorologických stanic v Arktidě a vhodné lokality, tedy ty ve vzdálenosti do 60 km od jednotlivých stanic (1/Sachs Harbour - 6 km, 2/Resolute cars - 61 km, 3/Iqaulit - 13 km, 4/Kugluktuk - 3 km, 5/Inuvik - 31 km), vybrány k další analýze. Další zpracování se zaměřilo na jednotlivé polygononální sítě z pohledu počtu polygonů ledových klínů (alespoň 250) a jejich vypovídací hodnoty. Při výběru vhodné lokality byla také konzultována dostupnost dalších relevantních dat (geologická, mocnost permafrostu a činné vrstvy, půdní teploty).



Obr. 20. Polygonová síť ledových klínů nacházející se 6 km severně od meteorologické stanice Sachs Harbour, Banks Island. Na základě absence sněhové pokrývky lze soudit, že družicový snímek byl pořízen během července či srpna viz. kapitola 4.4. (satelitní snímek dle GoogleEarth, 2010).

3) Po exportu z aplikace *GoogleEarth* v nejvyšším možném rozlišení (4800 x 3984) (obr. 20) byl satelitní snímek georeferencován v programu *ArcGIS* (ESRI, 2005) za použití geoidu WGS 84 (zobrazení UTM-příčné konformní Mercatorovo válcové zobrazení). Ve stejném programu byla manuálně vektorizována polygonová síť a na takto vniklé vrstvě byla

provedena morfometrická analýza s využitím volně dostupných extenzí *MRB Analysis Tools* a *Distance/Azimuth Tools* v. 1.6 (ESRI, 1995-2010), které jsou definovány nad ArcView (ESRI, 1991) a nad ArcMap (ESRI, 2005). Využití těchto rozšíření programu umožnilo automatické určení délek hlavních a vedlejších os a azimutů hlavních os jednotlivých polygonů.

4) Zpracování dat, statistické postupy.

Ve shodě s Mangoldem (2004) byla k určení homogenity či heterogenity polygonů v polygonální síti srovnána délka hlavní osy nejmenšího a největšího polygonu; polygonální síť je označena za homogenní v případě délky hlavní osy největšího polygonu nepřevyšující trojnásobně délku hlavní osy nejmenšího polygonu, v opačném případě je považována za heterogenní (Mangold, 2004).

K zjištění pravidelnosti či nepravidelnosti jednotlivých polygonů je zde použito dvou postupů:

- 1) je určen pomocí výpočtu poměru os: *délka hlavní osy / délka vedlejší osy*
- 2) je stanoven tzv. Graveliho koeficient, který je běžně užíván pro určení pravidelnosti povodí. V tomto případě je tato metoda modifikována pro výpočet pravidelnosti polygonu ledových klínů, tj. upravený Graveliho koeficient je roven podílu obvodu polygonu ku $\sqrt{S \cdot \pi}$, kde S je plocha polygonu.

Azimut hlavní osy byl určován pouze v případě polygonů s dostatečným rozdílem v délce ($>1/3$) hlavní a vedlejší osy. Tato podmínka vychází z omezení daného možnostmi dálkového průzkumu Země. Jde především o přesnost zmapování polygonů ledových klínů určeného rozlišením satelitního snímku a přesností vektorizace. Za mezní limit byla vzata hodnota poměru hlavní a vedlejší osy polygonu větší než 1,34, jakožto hranice intervalu určená podle Jenkovy metody přirozených zlomů (Jenks, 1967).

Údaje o počtech stran polygonů byly získány vizuální analýzou družicového snímku. Využití odlišné odrazivosti vody a půdy v různých částech spektra umožnilo přesnější identifikaci hranic polygonů a přesné určení počtu stran.

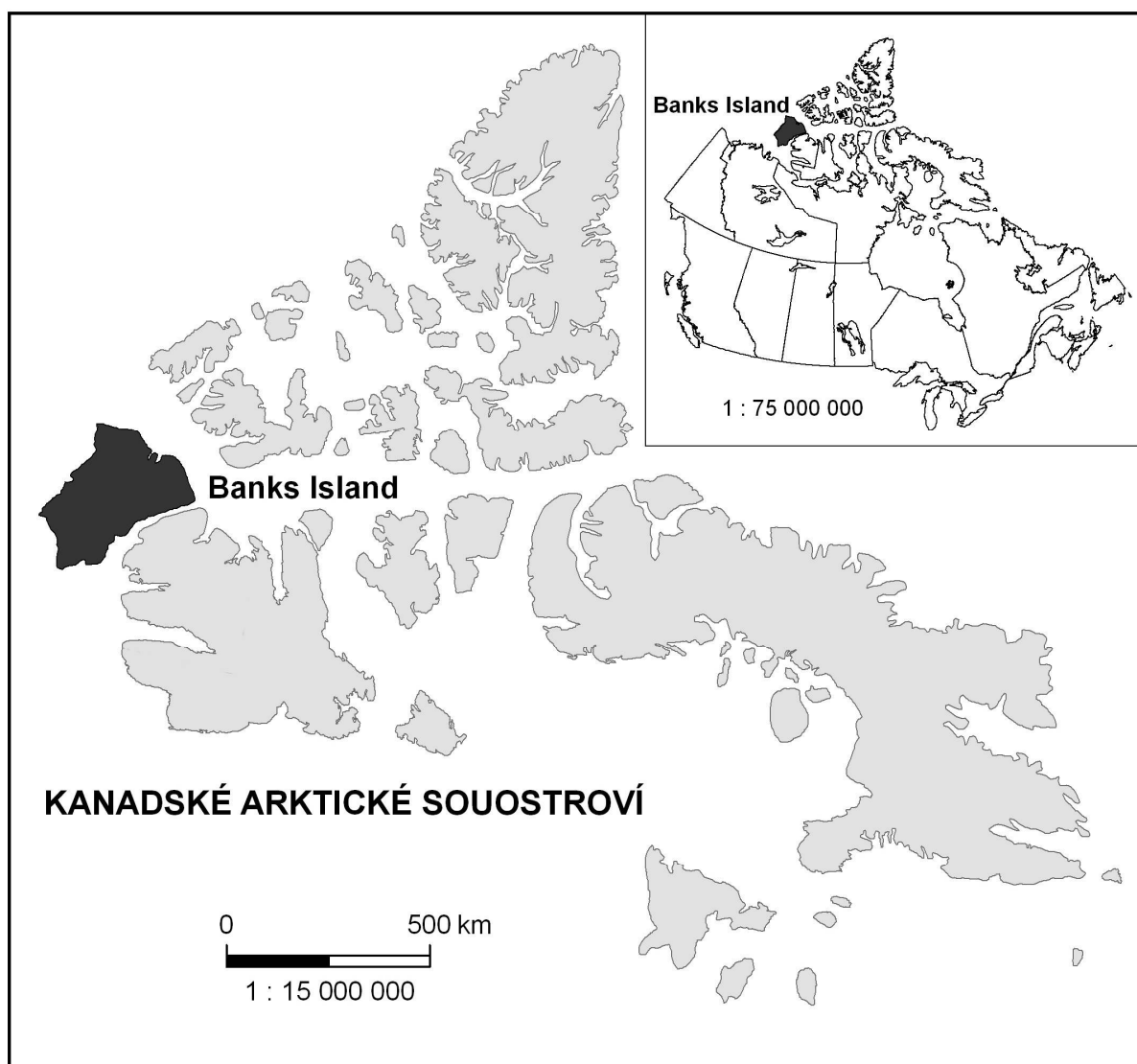
K utřídění získaných dat byla zvolena Jenksova metoda přirozených zlomů (Jenks Natural Breaks; Jenks, 1967). Daná metoda sdružuje do intervalů skupiny relativně obdobných dat a odděluje je od ostatních skupin na základě největších rozdílů v souboru dat.

Grafické výstupy a popisná statistika byla provedena v aplikaci *Microsoft Office Excel*. Při ověřování závislostí získaných datových souborů byl zjišťován korelační koeficient r a vytvářeny kontingenční tabulky. Taktéž v případě výstupů ve formě histogramů byly vytvářeny spojnice trendů a určována hladina spolehlivosti R^2 k ověření jejich správnosti.

4. Fyzicko-geografická charakteristika ostrova Banks Island

4. 1. Poloha

Následující kapitola přináší fyzicko-geografickou charakteristiku ostrova Banks Island na němž byla zvolena lokalita pro analýzu morfologie polygonů ledových klínů z důvodu jeho geografické polohy ve Vysoké Arktidě mezi 71° a 75° severní zeměpisné šířky, jež zaručuje rozsáhlé areály s vyvinutými polygonálními strukturami. Ostrov Banks Island se nachází na západním okraji Kanadského arktického souostroví (Canadian Arctic Archipelago) (obr. 14), přičemž zkoumané území se nachází v jihozápadní části ostrova na 72° severní šířky a 125° západní délky (obr. 18). Rozloha ostrova Banks Island je 60 165 km², což z něho činí 24 největší ostrov světa.

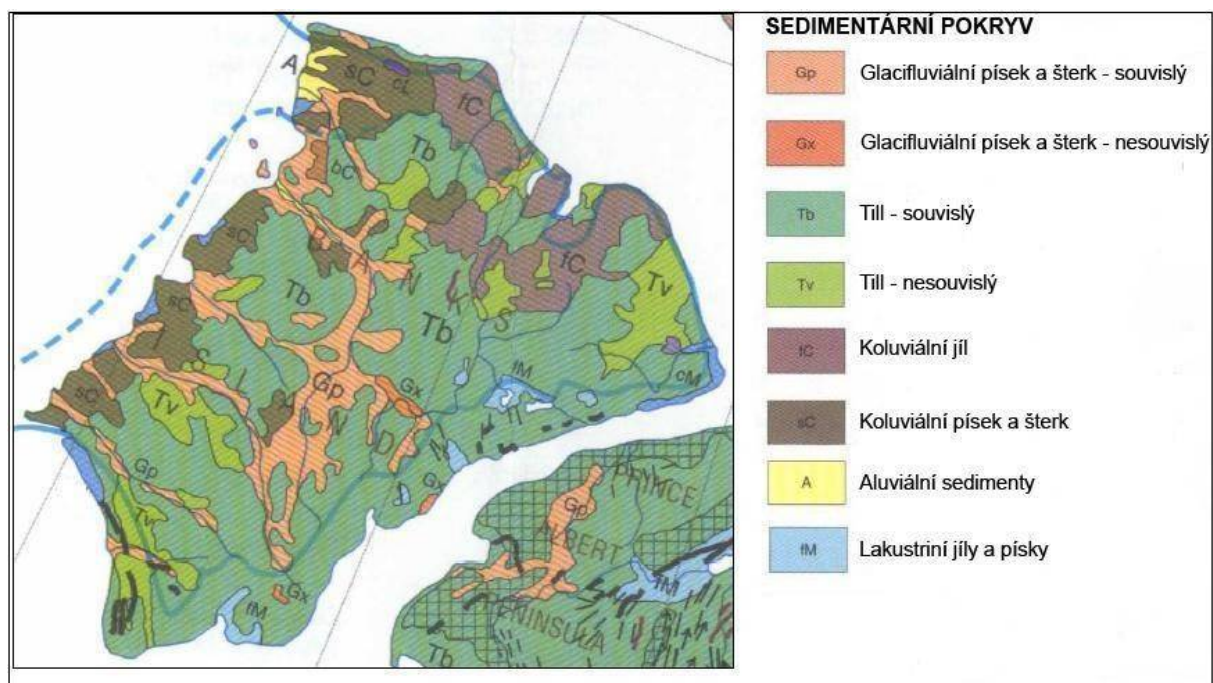


Obr. 14. Lokalizace ostrova Banks Island v systému Kanadského arktického souostroví (datové soubory dle GeoBase, 2010).

4. 2. Geologie

Vnější ostrovy Kanadského arktického archipelagu se řadí mezi horstva vyvrásněná kaledonskou horotvornou fází v paleozoiku. Dnešní zdenudované pozůstatky tohoto horského pásma se v této oblasti nazývají Innuitians (Votýpka a Janoušová, 1987) a mají podobu jednotlivých vyzdvižených hrástí a příkopových propadlin zatopených mořem.

Oproti tomu vnitřní ostrovy Kanadského arktického archipelagu, mezi které se řadí i ostrov Banks Island, jsou součástí Arktické platformy ležící na fundamentu tvořeném prekambričnými horninami (Votýpka a Janoušová, 1987). V případě ostrova Banks Island vystupují prekambričské horniny proterozoického stáří v jeho jihozápadní části, ale většina povrchu ostrova je tvořena druhohorními a třetihorními sedimenty (Beaufortova formace) překrytými kvartérními glacigenními sedimenty (The Atlas of Canada, 2003) ponejvíce ve formě tillu (obr. 15).



Obr. 15. Sedimentární pokryv ostrova Banks Island (upraveno dle *Matériaux superficiels du Canada*, 1995).

4. 3. Geomorfologie a periglaciální prostředí

Kromě severozápadního pobřeží, které se řadí k geomorfologické jednotce Arctic Coastal Plain, patří většina povrchu ostrova Banks Island k jednotce Arctic Lowlands. Geomorfologicky se ostrov dělí na tři jednotky; Northern Uplands, Central Lowlands a Southern Uplands (Vincent, 1982). Dlouhodobá denudace a zarovnání ostrova Banks Island se odráží v podobě povrchu, který je převážně rovinný, přičemž ojediněle vrchoviny dosahují výšek kolem 700 m n. m.. Zájmová lokalita se nalézá v jednotce Central Lowlands

vyznačující se toky směřujícími na západ do Beaufortova moře, které tuto jednotku ohraničuje. Central Lowlands je tvořena nížinou mírně se zvedající do vnitrozemí, kde pozvolna přechází do vrchovin zbylých dvou geomorfologických jednotek.

Klimatické podmínky ostrova (záporná teplota vzduchu trvající po dobu 8 měsíců v roce a celoroční minimální výška sněhové pokrývky (obr. 16)) jsou ideální pro rozvoj širokého spektra periglaciálních tvarů (nejčastěji asymetrická údolí, tříděné půdy, termokary a polygony ledových klínů) a permafrostu, jehož minimální mocnost se zde pohybuje okolo 250 m a mocnost činné vrstvy maximálně 60 až 75 cm (French, 1970). Polygony ledových klínů jsou velmi časté především v rovinatých oblastech Central Lowlands, ale vyskytují se i v okolních vrchovinách. Mezi další typické periglaciální tvary, které se zde nalézají, patří zejména strukturní půdy, asymetrická údolí a řada akumulčních tvarů vzniklých svahovými procesy, obzvláště jako důsledek kryosoliflukčních proudů (French, 2007).

Kromě periglaciálních tvarů se Banks Island vyskytují četné tvary glaciálního původu (ponejvíce morény a jezírka vzniklá po roztátí mrtvého ledu) vytvořené z největší míry pleistocénními, ale v severní části ostrova i současnými ledovci.

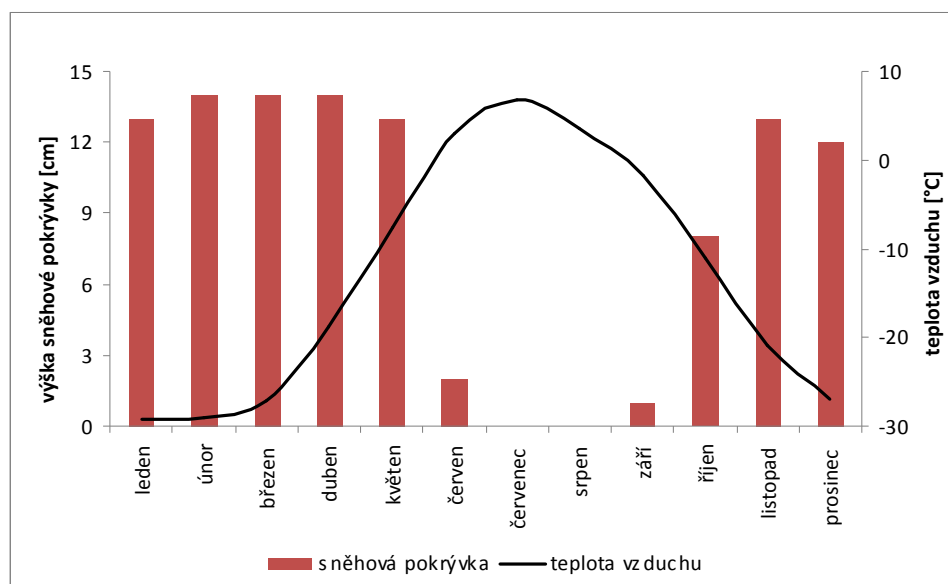
4. 4. Podnebí

Podle Köppenovy klasifikace patří ostrov Banks Island do klimatického typu E (pás polárního klimatu). Podnebí se vyznačuje celoročně nízkými teplotami vzduchu (roční průměr $-13,3^{\circ}\text{C}$), značnou ariditou (výška srážek do 150 mm/rok), celoročně vysokou oblačností (maximum v létě - pokrytí oblohy 70-90 %), silným větrem (v létě převládá severozápadní a v zimě jihozápadní směr větru). Hodnoty klimatických charakteristik mající vliv na podobu polygonů ledových klínů jsou shrnuty v následující tabulce (tab. 4). Klimatické podmínky taktéž dovolují recentní aktivitu mrazového pukání (tab. 5). Mezi nejdůležitější činitele patří nízké teploty vzduchu (až -29°C v lednu a únoru) a malá mocnost sněhové pokrývky (do 15 cm). Data byla pořízena na meteorologické stanici Sachs Harbour (86 m n. m.) situované ve stejnojmenné osadě. Zájmová lokalita (32 m n. m.) se nachází přibližně 6 km severozápadně od meteorologické stanice a práce aplikuje tato data při studiu polygonů ledových klínů.

Klima se vyznačuje velkými sezónními rozdíly především teploty vzduchu a naopak minimálními denními rozdíly. Pro letní období je, přes vysokou ariditu, typická vysoká nasycenost půdy (činné vrstvy) vodou vlivem neprostupnosti permafrostu a nízkého výparu.

Tab. 4. Souhrn vybraných klimatických charakteristik (A) klimatické průměry 1971-2000 zaznamenané na meteorologické stanici Sachs Harbour (Environment Canada, 2010) (B) Teplota při povrchu (Geological Survey of Canada, 2007).

SOUHRN KLIMATICKÝCH DAT					
průměrná teplota vzduchu [°C] ^A		průměrný roční úhrn ^A		průměrná výška sněhové pokrývky [cm] ^A	Průměrná roční půdní teplota [°C] ^B
Roční	nejstudenějšího měsíce	srážek celkem [mm]	sněhových srážek [cm]	9	-12 až -14
-13,3	-29	149,4	105,4		



Obr. 16. Výška sněhové pokrývky v průběhu roku a roční chod teplot vzduchu. Klimatické průměry 1971-2000 zaznamenané na meteorologické stanici Sachs Harbour (Environment Canada, 2010).

Tab. 5. Limitní hodnoty klimatických dat udávané v literatuře nutné pro iniciaci mrazového pukání a existenci recentních ledových klínů a klimatické průměry 1971-2000 zaznamenané na meteorologické stanici Sachs Harbour.

SROVNÁNÍ KLIMATICKÝCH HODNOT NUTNÝCH PRO EXISTENCI RECENTNÍCH LEDOVÝCH KLÍNŮ		
Klimatické charakteristiky	Literatura	Banks Island (Sachs Harbour)
Průměrná roční teplota vzduchu	<-6°C (Christiansen, 2005)	-13,3°C (Environment Canada, 2010)
Teplota vzduchu v době mrazového pukání	-25 až -43°C (Allard a Kasper, 1998)	-29°C (nejchladnější měsíc), (Environment Canada, 2010)
Teplota svrchní vrstvy permafrostu	-13 až -24°C (Fortier a Allard, 2005)	-12 až -14 °C (Geological Survey of Canada, 2007)
Roční výška srážek	50 až 500 mm (Karte a Liedtke, 1981)	149,4 mm (Environment Canada, 2010)
Mocnost sněhové pokrývky	<60 cm (Mackay, 1992)	do 15 cm (Environment Canada, 2010)
Souvislý pás permafrostu	ano (Mackay, 1992)	ano, mocnost >430 m (Judge, 1973)

4. 5. Vodstvo

Říční síť náleží do povodí Severního ledového oceánu, přičemž většina řek je odvodňována na západ případně na sever do Beaufortova moře. Vodstvo daného území je výrazně ovlivněno polohou v souvislé zóně permafrostu a vzhledem k tomu se vyznačuje specifickou hydrologií odlišnou od oblastí bez permafrostu. Řeky i jezera v zimním období zamrzají a tekoucí voda se objevuje pouze v letním období (červen až srpen), kdy vodní toky vystupují z koryt. Řeky mají nivální režim s maximem odtoku v květnu, kdy odtéká až 75 % ročního odtoku. Na povrchu taktéž dochází k akumulaci vody jejímuž vsaku zabraňuje nečinná vrstva permafrostu. Mezi největší toky se řadí Kellett, Big, Storkerson, Thomsen a Bernard (Cotter a Hines, 2001).

4. 6. Půdy

Kromě severovýchodní části ostrova Banks Island, jež je bez půdního pokryvu, jeho půdy patří mezi kryoregosoly (cryic regosol) (The Atlas of Canada, 2004) a vyznačují se tím, že jsou situovány na permafrostu. Tyto půdy jsou povětšinou slabě vyvinuté, zadržují velké množství uhlíku (činná i nečinná vrstva permafrostu) a morfologicky se vyznačují tzv. kryoturbačními horizonty, jež vznikají působením kryoturbace v činné vrstvě permafrostu (Margesin, 2009).

4. 7. Flora a fauna

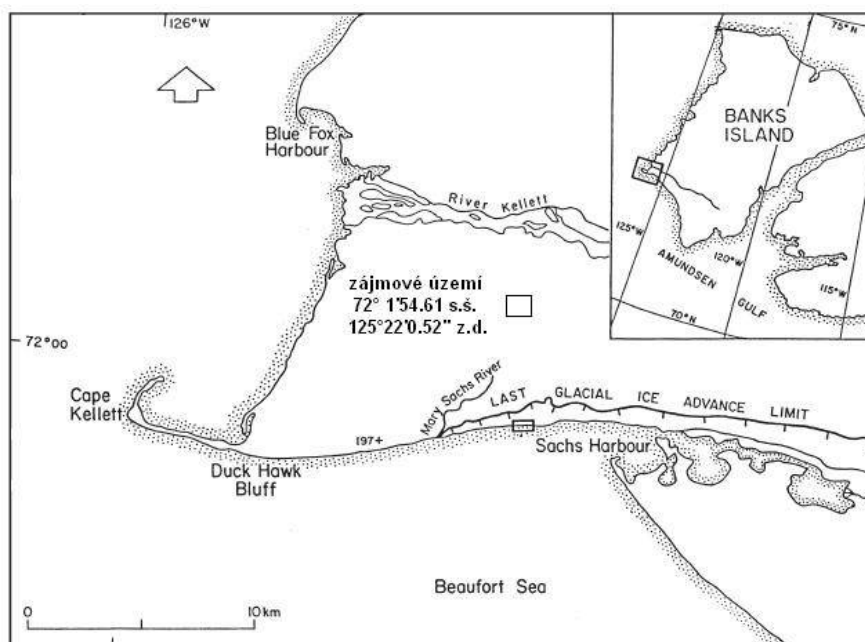
Zájmové území patří do neoarktické oblasti a vzhledem k extrémně nízkým teplotám zde převládá tundra (obr. 17), která v exponovaných polohách přechází v mrazové pustiny s omezenou flórou a faunou. Terestrická flóra je zastoupena zejména lišejníky (*Lichenes*), mechorosty (*Bryophyta*), houbami (*Fungi*) a v tundrových oblastech navíc vrbou polární (*Salix arctica*) a dalšími zakrslými křovinami (např. *Betula glandulosa*) (Porsild, 1955). Na dně jezer se vyskytují sinice (*Cyanobacteria*) (Gajewski et al., 2000). Fauna vázaná čistě na terestrické zdroje je chudá a má podobu nižších živočišných druhů. Naopak organismy přímo či nepřímo vázané na mořské zdroje jsou bohaté. Mořský fytoplankton (*Algae*) tvoří základ potravního řetězce. Mezi typické mořské živočichy této oblasti patří lachtan (*Otariidae*), tuleň (*Phocidae*) a mrož (*Odobenidae*), ale mezi nejznámější živočichy vůbec se řadí medvěd lední (*Thalarctos maritimus*) lovíci tuleně a lachtany (Votýpka a Janoušová, 1987).



Obr. 17. Typický vegetační pokryv ostrova Banks Island. Tundra v národním parku Aulavik (Parks Canada, 2009).

4. 8. Charakteristika zájmového území

Analyzovaná lokalita s polygony ledových klínů, jejichž morfologické charakteristiky popisuje kapitola 3. 3., je situována v kotlině (údolní polohy) protékané občasným vodním tokem na jihozápadě ostrova Banks Island (obr. 18). Zájmové území je rovinaté a leží v nadmořské výšce 31 m. Lokalita, byla zvolena s ohledem na reprezentativnost analyzované morfologie polygonů ledových klínů v rámci jihozápadu ostrova Banks Island. Daná oblast byla v posledním glaciálu pokryta Laurentinským ledovcovým štítem, jenž v této oblasti ustoupil před 13-15 000 lety (The Atlas of Canada, 2003). Stáří ledových klínů, v podloží zkoumaných polygonů, tedy dosahuje maximálně 15 000 let, ale vlivem holocenních klimatických výkyvů se nepřerušovaně vyvíjí až v posledních 4 500 letech (Worsley, 2000). Zájmové území spadá do oblasti souvislého permafrostu, jenž zde dosahuje mocnosti přes 430 m (Judge, 1973). Horninový substrát, v kterém dochází k mrazovému pukání, tvoří hrubozrnný materiál, především glacifluviální sedimenty ve formě písku a štěrku (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Povrchové půdní teploty se pohybují v rozmezí -12 až -14 °C (Geological Survey of Canada, 2007).



Obr. 18. Lokalizace zájmového území mezi osadou Sachs Harbour a řekou River Kellett (upraveno dle Worsley, 2000).

5. Morfometrie polygonů ledových klínů

5. 1. Rozměr polygonů

K určení rozměrů polygonů ledových klínů práce využívá tři ukazatelů (obsah, délka hlavní a vedlejší osy). Aplikace těchto dat dovozuje kvalitně vyšetřit závislost rozměrů polygonů na dalších morfologických znacích polygonů ledových klínů (tab. 6).

Tab. 6. Korelační koeficient r pro jednotlivé morfometrické charakteristiky za účelem určení existenci a těsnosti vztahu mezi nimi. Velmi těsný vztah $r > 0,9$, vysoký stupeň těsnosti vztahu $0,9 > r > 0,7$, význačná těsnost vztahu $0,7 > r > 0,5$, mírný stupeň těsnosti vztahu $0,5 > r > 0,3$, nízký stupeň těsnosti vztahu $r < 0,3$.

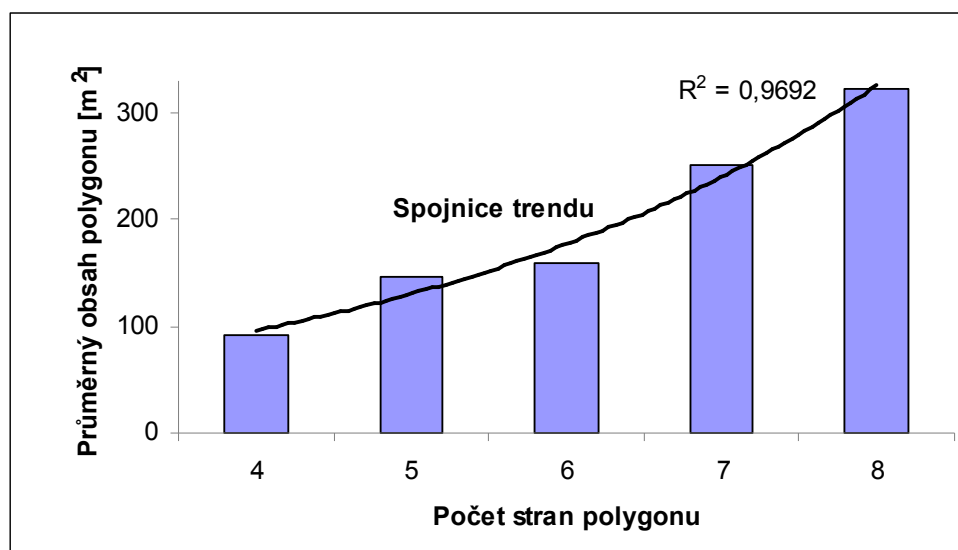
KORELAČNÍ KOEFICIENT							
	Obsah	Počet stran	Délka hlavní osy	Délka vedlejší osy	Poměr os	Graveliho koeficient	Azimut polygonu
Obsah		0,4	0,9	0,9	0	-0,1	-0,1
Počet stran	0,4		0,5	0,4	0	-0,1	-0,1
Délka hlavní osy	0,9	0,5		0,8	0,2	-0,1	-0,1
Délka vedlejší osy	0,9	0,4	0,8		-0,3	-0,1	-0,1
Poměr os	0	0	0,2	-0,3		0	0
Graveliho koeficient	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0		-0,3
Azimut polygonu	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0	-0,3	

Z globálního pohledu se zkoumaná lokalita vyznačuje relativně malými polygony ledových klínů. Průměr polygonu (délka hlavní osy) se v 90 % případů pohybuje v rozmezí od 5 do 23 m a v 85 % do 15,5 m (tab. 7).

Tab. 7. Zastoupení morfometrických charakteristik polygonů v rámci analyzované polygonové sítě. Intervaly na základě Jenksovy metody přirozených zlomů. (A) Azimut polygonu vyjadřuje azimut hlavní osy polygonu, přičemž azimut nebyl určován u pravidelných polygonů (polygony s poměrem os menším než 1,34), jejichž podíl dosahuje 45,3 %. Zkratky (S) odpovídají protaženosti ve směru sever (interval 337,5-22,5°) a jih (J) (interval 157,5-202,5°), severovýchod (SV) (interval 22,5-67,5°) a jihozápad (JZ) (interval 202,5-247,5°), východ (V) (interval 67,5-112,5) a západ (Z) (interval 247,5-292,5°), jihovýchod (JV) (interval 112,5-157,5°) a severozápad (SZ) (interval 292,5-337,5°).

MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY POLYGONŮ					
Počet stran	Podíl (%)	Obsah (m ²)	Podíl (%)	Hlavní osa (m)	Podíl (%)
4	27,7	14,5 - 75,1	23,4	5,2 – 11,9	27
5	44,2	75,2 - 148,6	36,9	12 – 16,9	35,4
6	19	148,7 - 272,5	29,2	17 – 23,1	27
7 – 8	9,1	272,6 - 591,5	10,6	23,2 - 39	10,6
Vedlejší osa (m)	Podíl (%)	Poměr os	Podíl (%)	Azimut polygonu (A)	Podíl (%)
3,3 - 7,9	21,9	1 - 1,34	45,3	S J	11,7
8 - 11,4	33,2	1,35 - 1,65	36,8	SV JZ	14,6
11,5 - 15,5	29,9	1,66 – 2	12,8	V Z	16,4
15,6 – 26	15	2,1 – 3	5,1	JV SZ	12

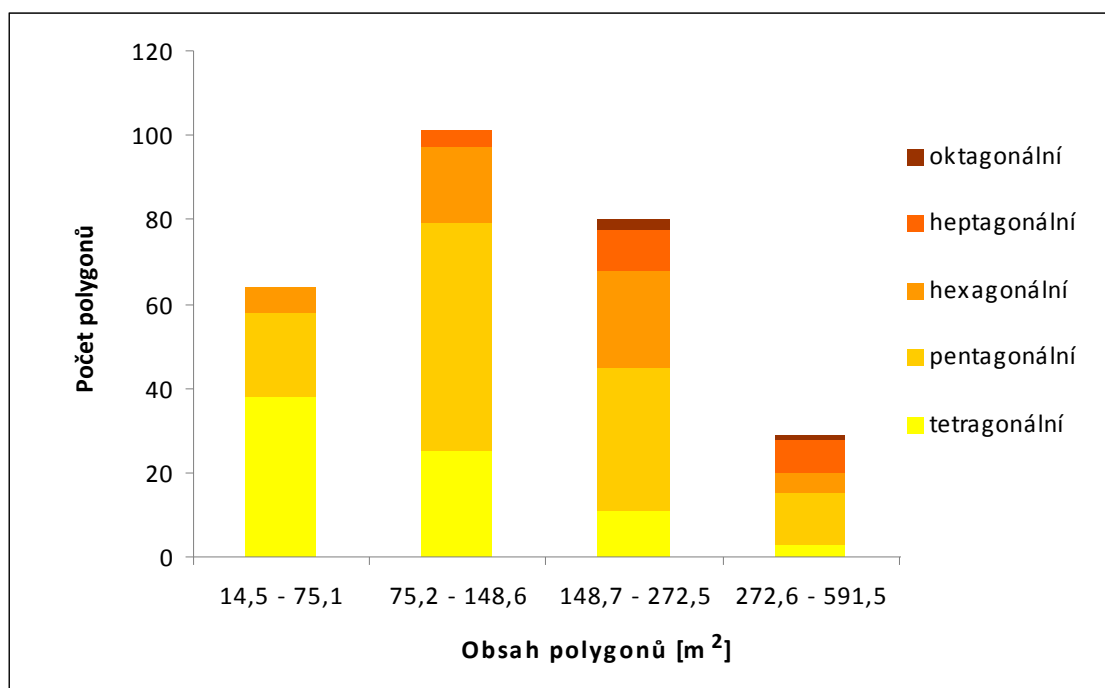
Kromě určení délek os polygonů byl k determinaci velikosti jednotlivých polygonů zjišťován také jejich celkový obsah (plocha). Obsahy polygonů se pohybují v poměrně značném rozsahu od 14,5 m² do 591,5 m², ale nejhojnějšími jsou polygony o ploše od 75 do 148 m². Rozměry polygonů jsou z velké míry determinovány počtem jejich stran, jak dokládá následující histogram (obr. 22).



Obr. 22. Histogram závislosti velikosti (obsahu) polygonu na počtu stran. V histogramu také zanesena exponenciální spojnice trendu (typ zvolen na základě nejvyšší hodnoty spolehlivosti) a k ověření vypočtena hladina spolehlivosti R^2 . Velikost polygonů narůstá od tetragonů (průměrný obsah $91,6 \text{ m}^2$) po oktagonální (průměrný obsah $321,6 \text{ m}^2$).

5. 2. Tvar a orientace polygonů

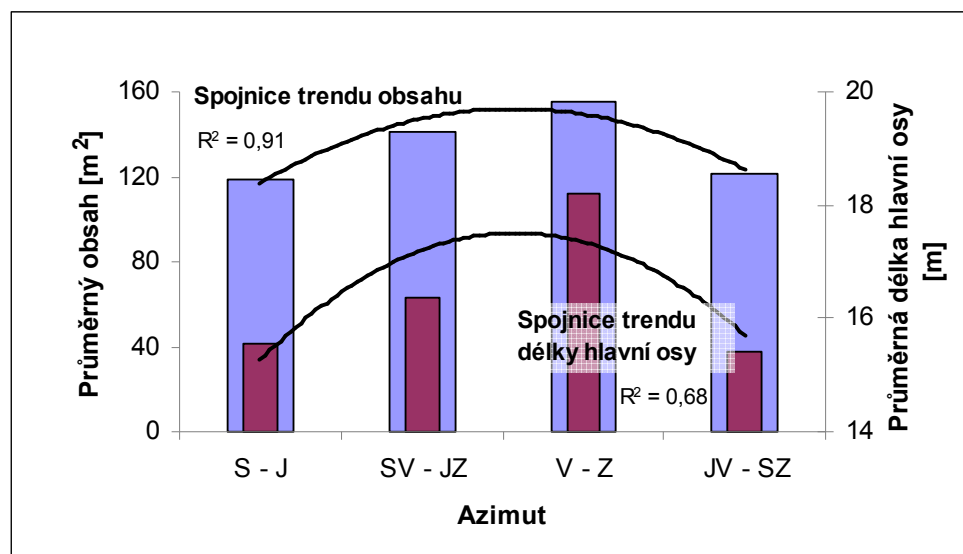
Analyzovaná síť se vyznačuje značnou rozmanitostí polygonů, kdy z hlediska tvaru se zde nacházejí polygony tetragonální až oktagonální, přičemž síť je téměř z poloviny tvořena pentagonálními polygony (tab. 7). Histogram rozložení polygonů podle tvaru v závislosti na velikosti (obr. 23) dokumentuje výrazný podíl polygonů pentagonálního tvaru ve všech velikostních kategoriích a opětovně i vztah mezi tvarem a rozměrem polygonu.



Obr. 23. Histogram obsahu (velikosti) polygonů ledových klínů versus počet polygonů rozdělený podle počtu stran. Intervalů na základě Jenksovy metody přirozených zlomů. Maximum tetragonálních polygonů je v intervalu $14,5\text{--}75,1 \text{ m}^2$, pentagonálních polygonů v intervalu $75,2\text{--}148,6 \text{ m}^2$, hexagonálních polygonů v intervalu $148,7\text{--}272,5 \text{ m}^2$. Heptagonální ($75,2\text{--}591,5 \text{ m}^2$) a oktagonální pouze v případě polygonů velkých rozměrů ($148,7\text{--}591,5 \text{ m}^2$).

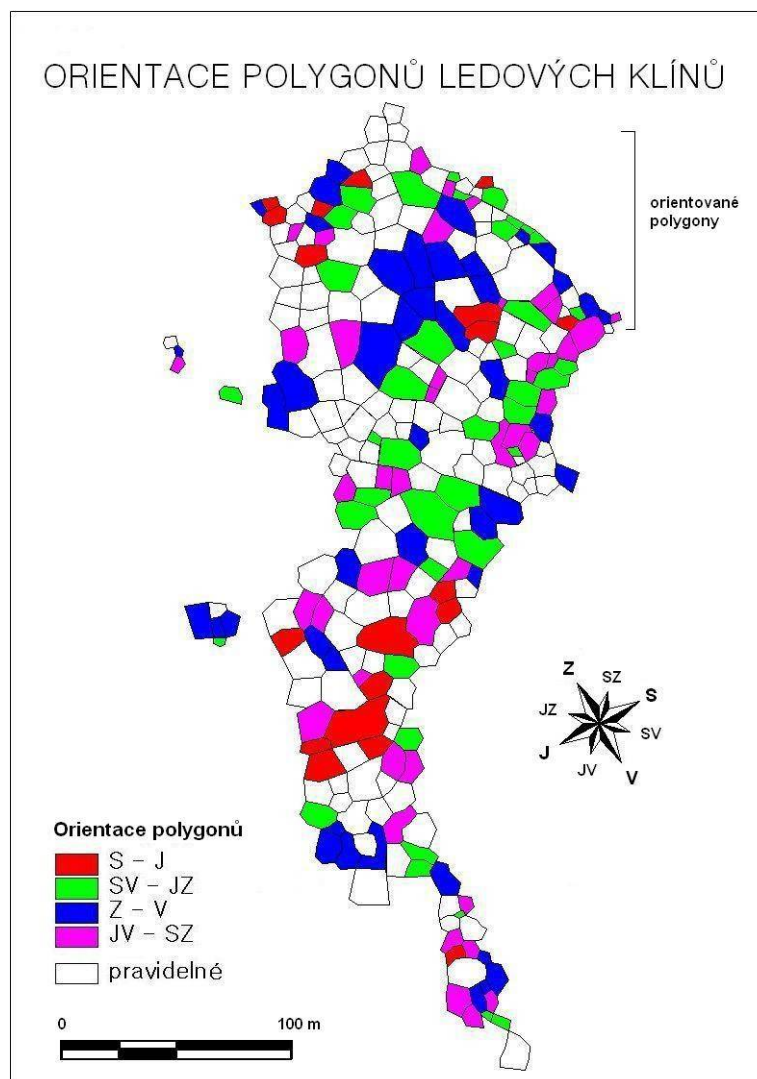
Nepravidelné polygony jsou z pohledu protaženosti (azimut hlavní osy) v jednotlivých kvadrantech zastoupeny poměrně rovnoměrně s maximem ve směru východ-západ a severovýchod-jihozápad (tab. 7). K určení závislosti ostatních charakteristik polygonů (obsah, délka hlavní a vedlejší osy, poměr os, počet stran) na jeho azimutu byl pro jednotlivé znaky vypočten korelační koeficient r , který ale u žádného z nich neprokázal závislost. Korelační koeficient se pohybuje u těchto znaků polygonu v rozmezí $-0,1$ až 0 . V případě sdružení

polygonů do skupin podle směru, ve kterém jsou protaženy (kvadrant sever-jih, severovýchod-jihozápad, východ-západ, jihovýchod-severozápad), existuje vztah mezi délkou hlavní osy a její orientací (obr. 24), jež indikuje převládající směr mrazového pukání a směr primárních mrazových puklin (French, 2007). Z histogramu (obr. 24) je patrný postupný nárůst obsahu a délky hlavní osy polygonů od směru sever-jih (119 m^2 respektive $15,5 \text{ m}$) po východ-západ (155 m^2 - $18,2 \text{ m}$) a následný pokles na původní hodnoty ve směru jihovýchod-severozápad (121 m^2 - $15,4 \text{ m}$).



Obr. 24. Histogram závislosti délky hlavní osy a plošné velikosti (obsahu) polygonů na jejich azimutech. V histogramu je také zanesena polynomičká spojnice trendu (typ zvolen na základě nejvyšší hodnoty spolehlivosti) a k ověření vypočtena hladina spolehlivosti R^2 . Nejdelší průměrné hlavní osy se vyskytují v kvadrantu východ-západ (průměrná délka $18,2 \text{ m}$).

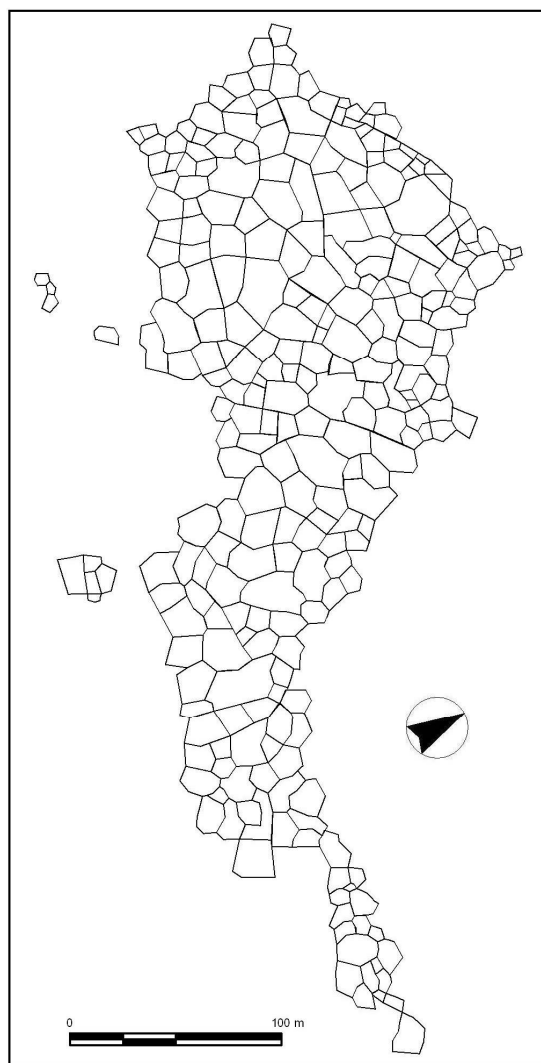
Polygonální síť je téměř kompletně obklopena vodními plochami (obr. 20) a proto k ověření vlivu průběhu břehů okolních vodních ploch byla sestavena mapa rozložení polygonů podle jejich orientace na základě směru jejich hlavních os (obr. 25). Polygony na okrajích polygonální sítě přiléhají k březní čáře, ale kromě jedné polohy o několika polygonech rovnoběžných s březní čarou není patrné protažení ve směru přiléhajících vodních ploch (obr. 25).



Obr. 25. Rozložení polygonů ledových klínů podle jejich orientace ke světovým stranám na základě protaženosti polygonu v daném směru.

5. 3. Konfigurace polygonální sítě

Polygonální síť celkově obsahuje 274 polygonů ledových klínů a je protažená ve směru západ-východ (obr. 21). Na okrajích ji ohraničují mělké vodní plochy, které ale nemají na svém dně vyvinuté polygonální struktury (obr. 19). Daná polygonální síť je z pohledu jednotlivých polygonů značně heterogenní. Délka hlavní osy největšího polygonu dosahuje více než sedminásobku délky hlavní osy nejmenšího (5,3 m ku 38,4 m) a současně i průměr 5 % nejdelších os polygonů převyšuje pětikrát průměr 5 % nejkratších (6,6 m ku 30,1 m).



Obr. 21. Schématická mapa analyzované polygonové sítě znázorňující jednotlivé polygony ledových klínů.

Heterogenita polygonální sítě jako celku je potvrzena i podle vypočteného poměru hlavní a vedlejší osy (tab. 8), přičemž relativně pravidelné polygony (poměr os menší než 1,34) tvoří přes 45 % a nepravidelné (protažené v určitém směru) 55 % polygonů. Toto zjištění bylo současně ověřeno vypočtením Graveliho koeficientu pro jednotlivé polygony. I v tomto případě jsou opět jednotlivé komponenty polygonální sítě z pohledu pravidelnosti značně různorodé.

Tab. 8. Zastoupení polygonů podle Graveliho koeficientu.

Graveliho koeficient	Podíl (%)
1 - 1,12	48,5
1,13 – 1,19	37,2
1,2 - 1,32	13,5
1,33 – 1,61	0,7

5. 4. Výšková členitost polygonů

Z družicového snímku se na základě znaků typických pro polygony ledových klínů s vysoko položeným středem (absence stojící vody v centrální části polygonu a případně i jeho okrajích) jeví polygonální struktury jako polygony ledových klínů s vysoko položenými středy. Vzhledem k rozlišení snímku, ale tuto informaci nelze s určitostí doložit a proto se práce dále nesnaží o vyvození závěru ohledně výškové členitosti polygonů analyzované polygonální sítě. Přesto lze ve shodě se sedimentárními poměry území (které je tvořeno pískem a štěrkem) a naprostou absencí povrchové vody ve všech analyzovaných polygonech (obr. 18) předpokládat efektivní odvodňování dané lokality.

6. Diskuze

6. 1. Vliv místních podmínek

Morfologické znaky polygonů ledových klínů (rozměr, tvar a konfigurace, konfigurace polygonální sítě) poukazují na výskyt permafrostu, ale nelze pomocí nich jednoznačně doložit výskyt recentní aktivity ledových klínů, i když klimatické charakteristiky na aktivitu ukazují (tab. 5). V případě existence dat o výškové členitosti polygonů (polygon s vysoko či nízko položeným středem) by šla na základě rozrušenosti vyvýšených částí polygonů posoudit aktivitu ledových klínů. Bez těchto dat není možné pomocí tohoto znaku doložit existenci recentně aktivních ledových klínů.

Následkem pleistocénního zalednění jihozápadní části ostrova Banks Island (obr. 20) je sedimentární pokryv zájmového území tvořen glacifluviálním materiálem svrchně pleistocénního stáří (Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic, 1983) a z části holocenními fluviálními sedimenty. V analyzovaném území převládá hrubozrnný sediment. V tomto typu materiálu dochází k mrazovému pukání až při průměrných ročních teplotách nižších než -6°C (Romanovskii, 1985), přičemž zkoumaná lokalita s teplotou $-13,3^{\circ}\text{C}$ (Environment Canada, 2010) tomuto požadavku vyhovuje. Vysoké překročení této hodnoty, ale nedovoluje přesnější ověření teploty -6°C jakožto limitu pro mrazové pukání v hrubozrnném substrátu. V tomto případě lze také v souladu s Delislem (1998) předpokládat termální konduktivitu půdy okolo $2,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Podle Levy et al. (2010) by dobré odvodňování hrubozrnného substrátu mělo vést k vytváření polygonů ledových klínů s vysoko položeným středem, jež odpovídá předpokladu o výskytu tohoto typu polygonů v zájmovém území.

Kromě jediné polohy o několika polygonech (obr. 25) nebyla objevena závislost morfologických znaků na průběhu břehových linií vodních ploch, která by byla indikována rovnoběžností polygonů na okraji polygonální sítě s březní čarou. Jedinná zjištěná poloha tvořená k březní linii orientovanými polygony odpovídá v literatuře diskutované orientované polygonální síti (French, 2007). Orientace ostatních polygonů nekoreluje s orientací březní čáry, což je dáno malými rozměry a hloubkou přiléhajících vodních ploch, které tak nemají dostatečnou tepelnou kapacitu k ovlivnění směru mrazového pukání. Tato tendence tak odpovídá polygonální síti na ostrově Garry Island, Kanadské Arktické souostroví (Mackay, 2000).

Na druhou stranu lze vysledovat významný vliv polohy zájmového území v údolní poloze, kde dochází k opakované agrađaci materiálu vedoucí k nehomogennímu mrazovému pukání, jak je dokumentováno značnou heterogenitou polygonální sítě i jednotlivých polygonů. Kontinuální přínos materiálu může být jednou z příčin zjištěné různorodosti polygonů ledových klínů. Pozorovaná heterogenita morfologických charakteristik polygonů ledových klínů způsobená disturbancemi během jejich vývoje (změny klimatu, proměnlivost místních podmínek, agrađace) je v přímé shodě s výsledky studie polygonů v Antarktidě prezentující vysokou homogenitu polygonů v případě dlouhodobého nepřerušovaného vývoje (Bockheim et al., 2009).

6. 2. Pozorované morfologické charakteristiky versus literatura

Rozměry většiny analyzovaných polygonů (90 %) se pohybují v rozmezí 5-23 m , což je ve shodě s popisovanými rozměry 15-40 m (French, 2007), přestože se řadí ve světovém měřítku mezi spíše menší polygony ledových klínů. Na základě Lachenbrucha (1962) lze provést odhad mocnosti ledového klínu podle rovnice $\varnothing_{\text{polygonu}} = 2 \cdot \text{mocnost ledového klínu}$. V tomto případě se mocnost ledových klínů pohybuje v intervalu 2,5-11,5 m pro polygony o průměru 5-23 m. Taktéž lze s využitím Blacka (1974) vyvodit šířku ledových klínů. Black (1974) pozoroval v oblasti Point Barrow na Aljašce (obdobné klima jako v případě ostrova Banks Island) roční přírůstek ledu 1 mm, přičemž 50 % ledových klínů pukalo každoročně. Podle Worsley (2000) existují v jihozápadní části ostrova Banks Island klimatické podmínky vedoucí k termální kontrakci půdy až po dobu posledních 4 500 let. Na tomto základě lze očekávat šířku klínů (epigenetických) minimálně 225 cm, ale vzhledem k údolní poloze zájmového území je pravděpodobnější syngenetický charakter ledových klínů a tím pádem šířka ledových klínů okolo hodnoty 225 cm. Odhady šířky ledových klínů jsou ve shodě s pozorovanými rozměry ledových klínů (šířka do 3 m, mocnost 3 až 8 m) v oblasti Martha Point vzdálené 5 km na jih od zájmového území (Worsley, 2000), ale odhadované mocnosti je

převyšují. Autor práce soudí, že rozdíl je zapříčiněn odlišnými podmínkami panujícími v zájmovém území a pouze orientačním charakterem rovnice užitá pro odhad mocnosti ledového klínu (Lachenbruch, 1962).

Morfometrická analýza polygonální sítě detekovala závislost plochy polygonů na počtu stran, ale neexistence obdobných výsledků v odborné literatuře neumožňuje jejich vzájemné porovnání. Stejná situace nastává i v případě vzrůstu plochy nepravidelných polygonů protažených v kvadrantu východ-západ.

K určování rozměrů polygonů ledových klínů se jeví jako vhodnější používání průměru polygonu (délka hlavní osy) než obsahu polygonu z důvodu vyšší vypovídací hodnoty a tradičnímu používání průměru k vyjádření rozměrů polygonů ledových klínů v odborné literatuře (Kasper a Allard, 2001; Plug a Werner, 2002; French, 2007). Automatizovaná vektorizace hlavní a vedlejší osy v GIS aplikacích (např. ESRI, 2005) umožňuje rychlý výpočet poměru os polygonů a tím pádem zjištění jejich pravidelnosti či nepravidelnosti. Z tohoto pohledu se jeví poměr os vhodnější k určování pravidelnosti polygonu než Graveliho koeficient, jenž je ale vhodný k případnému ověření zjištěných výsledků.

Provedená studie identifikovala polygony ledových klínů tetragonálního až oktagonálního tvaru, přičemž zmínky o tetragonálních, pentagonálních a hexagonálních polygonech v Arktidě (Lachenbruch, 1966; delta řeky Mackenzie - French, 2007; poloostrov Seward Peninsula, Aljaška - Plug a Werner, 2008) jsou v literatuře časté. Naopak zmínky o v zájmové lokalitě pozorovaných heptagonálních (7 stran) a oktagonálních (8 stran) polygonech se objevují minimálně, například z údolí Beacon Valley, Antarktida (Bockheim et al., 2009). Důvod této odlišnosti pravděpodobně leží v odlišném přístupu při započítávání jednotlivých stran v této a v ostatních studiích. Většina ostatních prací se zabývá primárně ledovými klíny (Kasper a Allard, 2001) nebo mrazovým pukáním (Christiansen, 2005) z čehož vyplývá menší důraz na samotnou morfologii polygonů ledových klínů a tudíž větší generalizaci při mapování počtu stran polygonů než v případě této práce.

Protaženost polygonů rovnoměrně ve všech kvadrantech a tím pádem mrazové pukání probíhající nepravidelně ve všech směrech odpovídá konceptu chaosu navrženého Mackayem (1992) k vysvětlení nepravidelnosti působení termální kontrakce v permafrostu.

Morfometrická data byla získána vektorizací družicových snímků dostupných v aplikaci GoogleEarth (Google, 2010). Tato aplikace přináší řadu kladů do fyzickogeografického výzkumu, které ocenil i autor této práce (rychlá dostupnost družicových snímků celého povrchu Země, možnost okamžitého stažení snímků k dalším analýzám a volná dostupnost programu). Hlavním záporem při vyhledávání družicových snímků Arktické oblasti je

v současné době neúplné pokrytí této oblasti snímky v nejvyšším možném rozlišení (alespoň 1,5 m na pixel). Toto dosavadní omezení vedlo k výraznému snížení počtu lokalit vhodných k morfometrické analýze polygonů ledových klínů.

7. Závěr

Výsledky této studie odpovídají v případě téměř všech sledovaných znaků výstupům prezentovaným v odborné literatuře. Morfometrická analýza polygonů ledových klínů v lokalitě situované na jihozápadě ostrova Banks Island zjistila:

- a) Polygony jsou rovnoměrně rozdělené na pravidelné a nepravidelné, přičemž u nepravidelných byl současně určován jejich azimut. Nepravidelné polygony jsou podle jejich azimutu taktéž rovnoměrně rozdělené.
- b) V polygonální síti převládají tetragonální a pentagonální polygony ledových klínů.
- c) Průměry polygonů se z největší míry pohybují v rozmezí 5 až 23 m.

Výsledky provedené analýzy, které nejsou diskutované ve studované literatuře a jejich implikace pro budoucí výzkum jsou tyto:

- a) Nutnost ověření tendence nárůstu plochy polygonů ledových klínů se zvyšujícím se počtem stran (průměrná velikost v zájmové lokalitě nejrozšířenějších pentagonálních polygonů je 147 m²).
- b) Délka hlavních os polygonů ledových klínů vzrůstá při orientaci v kvadrantu severovýchod-jihozápad a především v navazujícím kvadrantu východ-západ. Objasnění tohoto rysu polygonální sítě vyžaduje podrobnější a úplnější data podmínek prostředí (převládající směr větru, hodnoty sedimentace materiálu, atd.).

Další výzkum by se měl zaměřit na srovnání s morfologickými charakteristikami polygonů ledových klínů na odlišném geologickém substrátu a s odlišným vegetačním pokryvem. Analýza za odlišných místních podmínek by umožnila ověření či popření výše zmíněných tendencí. Případný terénní výzkum by měl, kromě verifikace recentní aktivity ledových klínů a výškové členitosti polygonů, zjistit chod teplot v činné vrstvě permafrostu, jenž by umožnil určení n-faktoru.

Výsledky práce ukázaly na limity použitých metod a především nutnost získání dalších dat za účelem zkvalitnění dalšího studia polygonálních struktur. Rozpracované metody jsou vhodné nejenom ke studiu morfologie recentních polygonů ledových klínů vysokých zeměpisných šířek, ale i k analýzám dalších polygonálních struktur včetně morfologie polygonů fosilních

ledových klínů středních zeměpisných šířek. V budoucích morfometrických analýzách polygonů ledových klínů by taktéž bylo vhodné automatizovat jejich vektorizaci za použití softwaru umožňující objektové analýzy (např. Definience). Výsledky získatelné použitými postupy zcela jistě přispějí, v kooperaci s informacemi o stavbě ledových klínů, k hlubšímu pochopení závislosti morfologie polygonů a podmínek prostředí při navazujícím výzkumu těchto struktur v oblasti České republiky.

8. Seznam použitých zdrojů

Použitá literatura

- ALLARD, M., KASPER, J. N. (1998). *Temperature conditions for ice-wedge cracking: field measurements from Salluit, northern Québec*. In Lewkowicz, A. G., Allard, M. (eds.). *Permafrost, Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada. Québec: Centre d'études nordiques (Université Laval). *Nordicana*, 57, s. 5-11.
- BALLANTYN, C. K. (2007). *Periglacial Landforms/Patterned Ground*. In Elsevier B. V. *Encyclopedia of Quaternary Science*.
- BARANOV, I. Ya. (1959). *Geographical distribution of seasonally frozen ground and permafrost*. Ottawa, 1964 : National Research Council of Canada, Technical Translation, 1121.
- BERG, T. E., BLACK, R. F. (1966). *Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica*. In Tedrow, J.C.F. (ed.). *Antarctic Soils and Soil-Forming Processes*. Washington DC: American Geophysical Union, s. 61-108.
- BLACK, R. F. (1969). *Climatically significant fossil periglacial phenomena in northcentral United States*. *Biuletyn Peryglacjalny*, 20, s. 225-238.
- BLACK, R. F. (1973). *Growth of patterned ground in Victoria Land, Antarctica*. *Permafrost: The North American Contribution to the Second International Conference*, Yakutsk, USSR. Washington DC: National Academy of Science, publication 2115, s. 193-203.
- BLACK, R. F. (1974). *Ice-wedge polygons of northern Alaska*. In Coates, D. R. (Ed.). *Glacial Geomorphology*. Binghamton: State University of New York, s. 247-275.
- BLACK, R. F. (1976). *Periglacial features indicative of permafrost: Ice and soil wedges*. *Quaternary Research*, 6, s. 3-26.
- BOCKHEIM, J. G., KURZ, M. D., SOULE, A. S., BURKE, A. (2009). *Genesis of Active Sand-filled Polygons in Lower and Central Beacon Valley, Antarctica*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, s. 295-308.
- BROWN, R.J.E. (1960). *The distribution of permafrost and its relation to air temperature in Canada and the USSR*. *Arctic*, 13, s. 163-177.
- BROWN, R.J.E. (1970). *Permafrost in Canada*. Toronto: University of Toronto Press, 234 s.
- BURN, C. R. (1990). *Implications for palaeoenvironmental reconstruction of recent ice-wedge development at Mayo, Yukon Territory*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, s. 3-14.
- BURN, C. R. (2007). *Periglacial Landforms/Permafrost*. In Elsevier B. V. *Encyclopedia of Quaternary Science*.
- BURN, C. R., MACKAY, J. R., KOKELJ, S. V. (2009). *The Thermal Regime of Permafrost and its Susceptibility to Degradation in Upland Terrain near Inuvik, N.W.T.*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, s. 221-227.
- COTTER, R. C., HINES, J. E. (2001). *Breeding Biology of Brant on Banks Island, Northwest Territories, Canada*. *Arctic*, 54, s. 357-366.

Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů

- CHRISTENSEN, L. (1974). *Crop-marks revealing large-scale patterned ground structures in cultivated area, Jutland, Denmark*. Boreas, 3, s. 153-180.
- CHRISTIANSEN, H. H. (2005). *Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard*. Permafrost and Periglacial Processes, 16, s. 87-98.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., MOLLER, J., LANGWAY, C. C. (1969). *One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet*. Science, 166, s. 377-381.
- DELISLE, G. (1998). *Numerical simulation of permafrost growth and decay*. Journal of Quaternary Science, 13, s. 325-333.
- DIJKMANS, J. W. A. (1989). *Frost wedges in an eolian sand sheet near Sondre Stromfjord, West Greenland, and the palaeoenvironmental implications*. Zeitschrift für Geomorphologie, 33, s. 339-353.
- DOBROWOLSKI, A. B. (1923). *Historia naturalna lodu*. Warszawa.
- DOSTOVALOV, B. N., POPOV, A. I. (1966). *Polygonal systems of ice-wedges and conditions of their development*. In National Academy of Science. Permafrost International Conference Proceedings, Lafayette, Indiana. National Research Council publication 1287, s. 102-105.
- DYLIK, J. (1966). *Problems of ice wedge structure and frost fissure polygons*. Biuletyn Peryglacjalny, 15, s. 241-291.
- FAIRBRIDGE, R. W. (ed.) (1968). *The Encyclopedia of Geomorphology*. 1. vydání. New York: Reinhold.
- FORTIER, D., ALLARD, M. (2004). *Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago*. Canadian Journal of Earth Sciences, 41, s. 997-1012.
- FORTIER, D., ALLARD, M., PIVOT, F. (2006). *A late-Holocene record of loess deposition in ice-wedge polygons reflecting wind activity and ground moisture conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic*. The Holocene, 5, s. 635-646.
- FRENCH, H. M. (2007). *The Periglacial Environment*. 3. vydání. Chichester: John Wiley & Sons.
- FRENCH, H. M. (1996). *The Periglacial Environment*. 2. vydání. London: Longman.
- FRENCH, H. M. (1970). *Soil temperatures in the active layer, Beaufort Plain*. Arctic, 23, s. 229-239.
- FRENCH, H. M., GOZDZIK, J. (1988). *Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Belchatow, Poland*. Canadian Journal of Earth Sciences, 25, s. 2017-2027.
- FORTIER, D., ALLARD, M. (2005). *Frost-cracking conditions, Bylot Island, Eastern Canadian Arctic Archipelago*. Permafrost and Periglacial Processes, 16, s. 145-161.
- GAJEWSKI, K., MOTT, R., RITCHIE, J., HADDEN, K. (2000). *Holocene Vegetation History of Banks Island, Northwest Territories, Canada*. Canadian Journal of Botany, 78, s. 430-436.
- GELL, A. (1974). *Some observations on ice in the aktive layer and in masive ice bodies, Tuktoyaktuk coast, NWT*. Canada Geological Survey Paper, 74-I, Part A.
- GHYSELS, G., HEYSE, I. (2006). *Composite-wedge Pseudomorphs in Flanders, Belgium*. Permafrost and Periglacial Processes, 17, s. 145-161.
- GOUDIE, A. S. (ed.) (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. 1. vydání. London: Routledge, Ltd.. ISBN 0-415-27298.
- HARRIS, C., MURTON, J. B., DAVIES, M. C. R. (2005). *An analysis of mechanisms of ice-wedge casting based on geotechnical centrifuge simulations*. Geomorphology, 71, s. 328-343.

Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů

HARRY, D. G., FRENCH, H. M., POLLARD, W. H. (1985). *Ice wedges and permafrost conditions near King Point, Beaufort Sea coast, Yukon Territory*. Geological Survey of Canada, paper 85-1A, s. 111-116.

HOBBS, P. V. (1974). *Ice Physics*. Oxford: Clarendon Press.

HOPKINS, D. M., KARLSTROM, T. D. (1955). *Permafrost and ground water in Alaska*. United States Geological Survey, professional paper 264-F, s. 113–146.

ISAEV, V. S., ABRAMENKO, O. N. (2003). *Demonstration of polygonal ice-wedges terrain o the Tazovsky Peninsula in the Western Siberia and some polygonal patterns on the Mars*. Microsymposium on Comparative Planetology, 38 (MS001).

JENKS, G. F. (1967). *The Data Model Concept in Statistical Mapping*. International Yearbook of Cartography, 7, s. 186-190.

JOHNSEN, S. J., DAHL-JENSEN, D., DANSGAARD, W., GUNDESTRUP, N. (1995). *Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles*. Tellus, 47B, s. 624-629.

JUDGE, A. S. (1973). *Deep temperature observations in the Canadian North*. North American Contribution, Permafrost Second International Conference, Yakutsk.

KARTE, J., LIEDTKE, H. (1981). *The Theoretical and practical definition of the term “periglacial“ in its geographical and geological meaning*. Biuletyn Periglacjalny, 28, s. 123-135.

KASSE, C., VANDENBERGHE, J. (1998). *Topographic and Drainage Control on Weichselian Ice-Wedge and Sand-Wedge Formation, Vennebrügge, German-Dutch Border*. Permafrost and Periglacial Processes, 9, s. 95-106.

KASPER, J. N., ALLARD, M. (2001). *Late Holocene climatic changes as detected by the growth and decay of ice wedges on the southern shore of Hudson Strait, northern Québec, Canada*. The Holocene, 11, s. 563-577.

KATASONOV, E. M. v BROWN, R.J.E. (1967). *Comparison of permafrost conditions in Canada and the USSR*. Polar Record, 13, s. 742.

LACHENBRUCH, A. H. (1962). *Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost*. Baltimore (Maryland): Geological Survey of America, Special Paper 70.

LACHENBRUCH, A. H. (1966). *Contraction theory of ice-wedge polygons: a qualitative discussion*. In National Research Council of Canada publication 1287. Permafrost International Conference Proceedings. Washington DC: National Academy of Sciences, s. 63-71.

LAWRENCE, J. R., WHITE, J. W. C. (1991). *The elusive climate signal in the isotopic composition of precipitation*. In The Geochemical Society. A Tribute to Samuel Epstein. 3, s. 169-185.

LEVY, J. S., HEAD, J. W., MARCHANT, D. R., (2009). *Thermal contraction crack polygons on Mars: Classification, distribution, and climate implications from HiRISE observations*. Journal of Geophysical Research, 114.

LEVY, J. S., MARCHANT, D. R., HEAD, J. W. (2010). *Thermal contraction crack polygons on Mars: A synthesis from HiRISE, Phoenix, and terrestrial analog studies*. Icarus, 206, s. 229-252.

MACKAY, J. R. (1975). *The closing of ice-wedge fracka in permafrost, Garry Island, Northwest Territories*. Canadian Journal of Earth Science, 12, s. 1668-1674.

MACKAY, J. R. (1982). *Active-layer growth, Illisarvik experimental drained lake site, Richards Island, Northwest Territories*. Geological Survey of Canada, 82-1A, s. 123-126.

Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů

- MACKAY, J. R. (1983). *Downward water movement into frozen ground, western Arctic Coast, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, s. 120-134.
- MACKAY, J. R. (1990). *Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges*. Permafrost and Periglacial Processes, 1, s. 15-29.
- MACKAY, J. R. (1992). *The frequency of ice-wedge cracking (1967-1987) at Garry Island, western Arctic coast, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 29, s. 236-248.
- MACKAY, J. R. (1992). *Active layer changes (1968 to 1993) following the forest-tundra fire near Inuvik, N. W. T., Canada*. Arctic and Alpine Research, 27, s. 323-336.
- MACKAY, J. R. (1993). *Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, western Arctic Coast*. Canadian Journal of Earth Sciences, 30, s. 1720-1729.
- MACKAY, J. R. (1999). *Periglacial Features Developed on the Exposed Lake Bottoms of Seven Lakes that Drained Rapidly after 1950, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada*. Permafrost and Periglacial Processes, 10, s. 39-63.
- MACKAY, J. R. (2000). *Thermally induced movements in ice-wedge polygons, western arctic coast: a long term study*. Géographie Physique et Quaternaire, 54, s. 41-68.
- MACKAY, J. R. (2007). In FRENCH, H. M. (2007). *The Periglacial Environment*. 3. vydání. Chichester: John Wiley & Sons.
- MACKAY, J. R., BURN, C. R. (2002). *The first 20 years (1978-1979 to 1998-1999) of active layer development, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 39, s. 1657-1674.
- MANGOLD, N. (2004). *High latitude patterned ground on Mars: Classification, distribution and climatic control*. Icarus, 174, s. 336-359.
- MARGESIN, R. (ed.) (2009). *Permafrost Soils*. 1. vydání. Berlin: Springer-Verlag
- MATSUOKA, N., HIRAKAWA, K. (2000). *Solifluction resulting from one-sided and two-Sided freezing: field data from Svalbard*. Polar Geoscience, 13, s. 187-201.
- MEYER, H., DEREVIAGIN, A., SIEGERT, CH., SCHIRRMESTER, L., HUBBERTEN, W. (2002). *Palaeoclimate Reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia-Hydrogen and Oxygen Isotopes in Ice Wedges*. Permafrost and Periglacial Processes, 13, s. 91-105.
- MICHEL, F. A. (1990). *Isotopic composition of ice-wedge ice in northwestern Canada*. Nordica, 54, s. 5-9.
- MURTON, J. B. (2007). *Periglacial Landforms/Ice Wedges and Ice Wedge Casts*. In Elsevier B. V. Encyclopedia of Quaternary Science.
- MURTON, J. B., FRENCH, H. M. (1993). *Thaw modification of frost-fissure wedges, Richards Island, Pleistocene Mackenzie Delta, western Arctic Canada*. Journal of Quaternary Science, 8, s. 185-196.
- MURTON, J. B., KOLSTRUP, E. (2003). *Ice wedge casts as indicators of palaeotemperatures: precise proxy or wishful thinking?*. Progress in Physical Geography, 2, s. 155-170.
- PÉWÉ, T. L. (1959). *Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound region, Antarctica; A progress report*. American Journal of Science, 257, s. 545-552.
- PÉWÉ, T. L. (1966). *Ice wedges in Alaska-classification, distribution and climatic significance*. In National Research Council of Canada publication 1287. Permafrost, International Conference Proceedings. Washington DC: National Academy of Sciences, s. 76-81.

Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů

- PÉWÉ, T. L. CHURCH, R. E., ANDRESEN, M. J. (1969). *Origin and paleoclimatic significance of large-scale patterned ground in the Donnelly Dome Alaska*. Boulder (Colorado): Geological Society of America, 103.
- PLUG, L. J., WERNER, B. T. (2002). *Nonlinear dynamics of ice-wedge networks and resultant sensitivity to severe cooling events*. *Nature*, 417, s. 929–933.
- PLUG, L. J., WERNER, B. T. (2008). *Modelling of Ice-wedge Networks*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, s. 63–69.
- PORSILD, A. E. (1955). *The vascular plants of the western Canadian Arctic Archipelago*. Ottawa: National Museum of Canada, Bulletin No. 135, Biological Series, 45.
- ROMANOVSKII, N. N. (1973). *Regularities in formation of frost-fissures and development of frost fissure polygons*. *Biuletyn Periglacjalny*, 23, s. 237–277.
- ROMANOVSKII, N. N. (1985). *Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR*. In CHURCH, M., SLAYMAKER, O. (eds.). *Field and Theory; Lectures in Geocryology*. Vancouver: University of British Columbia Press, s. 154–165.
- SEKYRA, J. (1957). *Kvartér severozápadního výběžku Železných hor (Das Qautär im NW-Ausäuffer des Eisengebirges)*. *Anthropozoikum*, 6, s. 173–192.
- SEKYRA, J. (1960). *Působení mrazu na půdu*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství československé akademie věd.
- SHIKLOMANOV, N. I., NELSON, F. (2007). *Periglacial Landforms/Active Layer Processes*. In Elsevier B. V. *Encyclopedia of Quaternary Science*.
- VANDENBERGHE, J., PISSART, A. (1993). *Permafrost changes in Europe during the last glacial*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, s. 121–135.
- VANDENBERGHE, J., COOPE, R., KASSE, K. (1998). *Quantitative reconstructions of palaeoclimates during the last interglacial-glacial in western and central Europe: an introduction*. *Journal of Quaternary Science*, 13, S. 361–66.
- VASIL'CHUK, Y. K., VASIL'CHUK, A. C. (1997). *Radiocarbon dating and oxygen-isotope variations in Late-Pleistocene syngenetic ice wedges, Northern Siberia*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, s. 335–345.
- VOTÝPKA, Jan, JANOUŠOVÁ, Jaroslava (1987). *Severní Amerika*. 1. vydání. Praha: Státní pedagogické nakladatelství Praha.
- VINCENT, J. S. (1982). *The Quaternary history of Banks Island, Northwest Territories, Canada*. *Géographie physique et Quaternaire*, 36, s. 209–232.
- WASHBURN, A. L. (1979). *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. London: Edward Arnold, 406 s.
- WORSLEY, P. (2000). *Late-Quaternary cryostratigraphy of a coastal cliff at Martha Point, southwest Banks Island, western Canadian Arctic*. *The Holocene*, 10, s. 395–400.
- YERSHOW, E. D. (1998). *General Geocryology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- ŽEBERA, K. (1943). *Pleistocenní mrazové pukliny a mnohoúhelníkové půdy v Čechách*. Praha: Sborník Československé společnosti zeměpisné, 48, s. 10–16.

Použité internetové zdroje

ESRI. Support : ArcScripts [online]. c1995–2010 [cit. 2010-05-15]. Dostupný z WWW: <<http://arcscripts.esri.com>>

Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů

Environment Canada. Canadian Climate Normals or Averages 1971-2000 [online]. c2010 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://www.climate.weatheroffice.gc.ca/climate_normals/index_e.html>

GeoBase [datové soubory online]. GeoBase Steering Committee. c2010 [cit. 2010-03-15]. Dostupný z WWW: <<http://www.geobase.ca/geobase/en/data/index.html>>

Geological Survey of Canada. Permafrost Where Does it Occur? [online]. c2007 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://gsc.nrcan.gc.ca/permafrost/wheredoes_e.php>

Geological Survey of Canada. Permafrost What is Permafrost? [online]. c2007 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://gsc.nrcan.gc.ca/permafrost/whatis_e.php>

Google [datové soubory online]. GoogleEarth. c2010 [cit. 2010-01-15].

International Permafrost Association. Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS), version 1.0. [online]. c1998 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://nsidc.org/data/google_earth/tours/images/permafrost_images/permafrost_distribution_in_the_arctic.jpg>

International Permafrost Association. What is permafrost? [online]. c2010 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <<http://ipa.arcticportal.org/index.php/what-is-permafrost.html>>

Natural Resources Canada (1983). Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic [online]. c2008 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://apps1.gdr.nrcan.gc.ca/mirage/mirage_list_e.php?id=133242>

Natural Resources Canada (1995). Matériaux superficiels du Canada (Carte 1880A) [online]. c2008 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://gsc.nrcan.gc.ca/map/1880a/index_f.php>

Parks Canada (2009). Aulavik National Park of Canada [online]. c2009 [cit. 2010-07-18]. Dostupný z WWW: <<http://www.pc.gc.ca/eng/pn-np/nt/aulavik/index.aspx>>

SnowNet. Recent Activities [online]. c2009 [cit. 2010-06-09]. Dostupný z WWW: <http://www.ipysnow.net/archives/activity_updates/2009_August.html>

The Atlas of Canada (2003). Geology [online]. c2003 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <<http://atlas.nrcan.gc.ca/site/english/maps/environment/geology>>

The Atlas of Canada (2003). Retreat of the Last Ice Sheet [online]. c2003 [cit. 2010-06-09]. Dostupný z WWW: <http://atlas.nrcan.gc.ca/auth/english/maps/archives/4thedition/environment/land/031_32>

The Atlas of Canada (2004). Soils [online]. c2004 [cit. 2010-08-19]. Dostupný z WWW: <http://atlas.nrcan.gc.ca/site/english/maps/archives/4thedition/environment/land/041_42>

University of Alaska International Polar Year Young Researchers Network [online]. c2006 [cit. 2010-02-24]. Dostupný z WWW: <http://ipy-youth.uaf.edu/index.php/Press_Gallery>

9. Seznam příloh

Seznam obrázků

Obr. 1. Mapa znázorňující rozšíření dlouhodobě zmrzlé půdy na severní polokouli. Odstíny fialové od nejtmaší po nejsvětější indikují souvislý, nesouvislý, sporadický a izolovaný permafrost (dle International Permafrost Association, 1998)

Obr. 2. Schématický diagram dokumentující chod teplot v permafrostu. Mocnost půdy, v které se během roku projevují změny teploty, je determinována klimatem, horninovým složením a geotermálním gradientem (dle Geological Survey of Canada, 2000).

Obr. 3. Profil vyjadřující závislost vertikálních a horizontálních charakteristik dlouhodobě zmrzlé půdy na zeměpisné šířce. Transekt Severozápadními teritorii, Kanada od 75° do 60° severní zeměpisné šířky. (A)

Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů

permafrost (B) nezmrzlá půda a podloží (C) oblast izolovaného výskytu permafrostu (D) souvislá zóna permafrostu (E) nesouvislá zóna permafrostu (dle Geological Survey of Canada, 2007).

Obr. 4. Ilustrace zobrazující vývoj ledového klínu včetně směru přirůstání ledu a vznik mrazové pukliny (dle Mackay v French, 2007).

Obr. 5. (A) Epigenetický ledový klín, Summer Island, Severozápadní teritorium, Kanada (dle Murton, 2006). (B) Schéma vývoje, písmena a-c indikují etapy přirůstání ledové hmoty (dle Mackay, 1990).

Obr. 6. Podoba syngenetického klínu způsobená akumulací eolického (spraš), svahového nebo fluvialního materiálu vedoucí k pravidelnému pohřbívání původní klínu (a), který se následně spojí s nově vytvořeným (b, c) (dle Mackay, 1990).

Obr. 7. Blokdiagram ukazující (A) strukturu polygonů ledových klínů, Antarktida (dle Levy et al., 2010) (B) horizontální a vertikální rozměry na příkladu klínů se sekundární výplní vytvořených ve šterkovém substrátu, Aljaška (dle Péwé et al., 1969).

Obr. 8. Schématické znázornění polygonové sítě a úhlu svíraného ledovými klíny (A) ortogonální (B) orientovaná ortogonální (C) hexagonální (dle French, 2007).

Obr. 9. (A) Pravidelná ortogonální polygonová síť přecházející v orientovanou (pravý horní roh), Prince Patrick Island, Kanadské arktické souostroví. (B) Nepravidelná ortogonální síť, Chesterfield Inlet, Nunavut. Družicové snímky GoogleEarth (2010).

Obr. 10. Hexagonální polygonová síť zachycená na družicovém snímku Google Earth (2010). Banks Island, Kanadské arktické souostroví.

Obr. 11. Polygony s nízko položeným středem (A) středové deprese vyplněné jezery, North Slope, Aljaška (dle University of Alaska International Polar Year Young Researchers Network) (B) valy ohraničující polygon a příkop v nadloží ledového klínu, Adventdalen, Svalbard (dle Christiansen, 2005).

Obr. 12. (A) Polygony s vysoko položeným středem, Sibiř, Rusko (dle International Permafrost Association, 2010) (B) vyvýšený střed polygonu s relativně nižšími okraji, Barrow, Aljaška (SnowNet, 2009).

Obr. 13. Příklad fosilního složeného ledového klínu včetně jeho schématického znázornění, Flandry, Belgie (Ghysels a Heyse, 2006).

Obr. 14. Lokalizace ostrova Banks Island v systému Kanadského arktického souostroví (datové soubory dle GeoBase, 2010).

Obr. 15. Sedimentární pokryv ostrova Banks Island (upraveno dle Matériaux superficiels du Canada, 1995).

Obr. 16. Výška sněhové pokrývky v průběhu roku a roční chod teplot vzduchu. Klimatické průměry 1971-2000 zaznamenané na meteorologické stanici Sachs Harbour (Environment Canada, 2010).

Obr. 17. Typický vegetační pokryv ostrova Banks Island. Tundra v národním parku Aulavik (Parks Canada, 2009).

Obr. 18. Lokalizace zájmového území mezi osadou Sachs Harbour a řekou River Kellet (upraveno dle Worsley, 2000).

Obr. 19. Lokality s polygony ledových klínů v arktické zóně Kanady. Symboly žluté barvy signalizují lokality vybrané podle výše uvedených kritérií a symboly červené barvy s čísly 1 až 5 současně lokality situované ve vzdálenosti od 3 do 60 km od meteorologické stanice (satelitní snímek dle GoogleEarth, 2010).

Obr. 20. Polygonová síť ledových klínů nacházející se 6 km severně od meteorologické stanice Sachs Harbour, Banks Island. Na základě absence sněhové pokrývky lze soudit, že družicový snímek byl pořízen během července či srpna viz. kapitola 4.4. (satelitní snímek dle GoogleEarth, 2010).

Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů

Obr. 21. Schématická mapa analyzované polygonové sítě znázorňující jednotlivé polygony ledových klínů.

Obr. 22. Histogram závislosti velikosti (obsahu) polygonu na počtu stran. V histogramu taktéž zanesena exponenciální spojnice trendu (typ zvolen na základě nejvyšší hodnoty spolehlivosti) a k ověření vypočtena hladina spolehlivosti R^2 . Velikost polygonů narůstá od tetragonů (průměrný obsah 91,6 m²) po oktagonální (průměrný obsah 321,6 m²).

Obr. 23. Histogram obsahu (velikosti) polygonů ledových klínů versus počet polygonů rozdělený podle počtu stran. Interval na základě Jenkovy metody přirozených zlomů. Maximum ortogonálních polygonů v intervalu 14,5–75,1 m², pentagonálních polygonů v intervalu 75,2–148,6 m², hexagonálních polygonů v intervalu 148,7–272,5 m². Sedmi a osmistranné pouze v případě polygonů velkých rozměrů (148,7–591,5 m²).

Obr. 24. Histogram závislosti délky hlavní osy a plošné velikosti (obsahu) polygonů na jejich azimutech. V histogramu je taktéž zanesena polynomiální spojnice trendu (typ zvolen na základě nejvyšší hodnoty spolehlivosti) a k ověření vypočtena hladina spolehlivosti R^2 . Nejdelší průměrné hlavní osy se vyskytují v kvadrantu východ-západ (průměrná délka 18,2 m).

Obr. 25. Rozložení polygonů ledových klínů podle jejich orientace ke světovým stranám na základě protaženosti polygonu v daném směru.

Seznam tabulek

Tab. 1. Tabulka všímající si vztahu mezi typem půdy (respektive pórovitostí) a charakteristikami ovlivňující podobu termální kontrakce půdy (zmrzlé činné vrstvy permafrostu). (A) Pórovitost a tepelná vodivost (Delisle, 1998) (B) Koeficient termální expanze (Yershov, 1998).

Tab. 2. Klasifikace klínů (upraveno dle French, 2007).

Tab. 3. Zdroje datových souborů.

Tab. 4. Souhrn vybraných klimatických charakteristik (A) klimatické průměry 1971–2000 zaznamenané na meteorologické stanici Sachs Harbour (Environment Canada, 2010) (B) Teplota při povrchu (Geological Survey of Canada, 2007).

Tab. 5. Limitní hodnoty klimatických dat udávané v literatuře nutné pro iniciaci mrazového pukání a existenci recentních ledových klínů. Klimatické průměry 1971–2000 zaznamenané na meteorologické stanici Sachs Harbour.

Tab. 6. Korelační koeficient r pro jednotlivé morfometrické charakteristiky za účelem určení existenci a těsnosti vztahu mezi nimi. Velmi těsný vztah $r > 0,9$, vysoký stupeň těsnosti vztahu $0,9 > r > 0,7$, význačná těsnost vztahu $0,7 > r > 0,5$, mírný stupeň těsnosti vztahu $0,5 > r > 0,3$, nízký stupeň těsnosti vztahu $r < 0,3$.

Tab. 7. Zastoupení morfometrických charakteristik polygonů v rámci analyzované polygonové sítě. Interval na základě Jenkovy metody přirozených zlomů. (A) Azimut polygonu vyjadřuje azimut hlavní osy polygonu, přičemž azimut nebyl určován u pravidelných polygonů (polygony s poměrem os menším než 1,34), jejichž podíl dosahuje 45,3 %. Zkratky (S) odpovídají protaženosti ve směru sever (interval 337,5–22,5°) a jih (J) (interval 157,5–202,5°), severovýchod (SV) (interval 22,5–67,5°) a jihozápad (JZ) (interval 202,5–247,5°), východ (V) (interval 67,5–112,5°) a západ (Z) (interval 247,5–292,5°), jihovýchod (JV) (interval 112,5–157,5°) a severozápad (SZ) (interval 292,5–337,5°).

Tab. 8. Zastoupení polygonů podle Graveliho koeficientu.